

CHEMIN DE FER TRANSSAHARIEN.

GÉOLOGIE DU SAHARA ALGÉRIEN

ET

APERÇU GÉOLOGIQUE SUR LE SAHARA
DE L'OcéAN ATLANTIQUE À LA MER ROUGE,

PAR

M. GEORGES ROLLAND,

INGÉNIEUR AU CORPS DES MINES.

TEXTE.

EXTRAIT DES DOCUMENTS

RELATIFS

À LA MISSION DE LAGHOAT - EL-GOLÉA - OUARGLA - BISKRA,

PUBLIÉS PAR LE MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS.

(RAPPORT GÉOLOGIQUE.)



PARIS.

IMPRIMERIE NATIONALE.

M DCCC XC.

CHEMIN DE FER TRANSSAHARIEN.

GÉOLOGIE DU SAHARA ALGÉRIEN

ET

APERÇU GÉOLOGIQUE SUR LE SAHARA
DE L'OcéAN ATLANTIQUE À LA MER ROUGE.

TEXTE.

EN VENTE
CHEZ CHALLAMEL, ÉDITEUR,
RUE JACOB, 5,
PARIS.

CHEMIN DE FER TRANSSAHARIEN.

GÉOLOGIE DU SAHARA ALGÉRIEN

ET

APERÇU GÉOLOGIQUE SUR LE SAHARA
DE L'OCÉAN ATLANTIQUE À LA MER ROUGE,

PAR

M. GEORGES ROLLAND,

INGÉNIEUR AU CORPS DES MINES.

TEXTE.

EXTRAIT DES DOCUMENTS

RELATIFS

À LA MISSION DE LAGHOUAT - EL-GOLÉA - OUARGLA - BISKRA,

PUBLIÉS PAR LE MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS.

(RAPPORT GÉOLOGIQUE.)



PARIS.

IMPRIMERIE NATIONALE.

M DCCC XC.

LEGS de M^r DAUBRÉE

RAPPORT GÉOLOGIQUE.



GÉOLOGIE DU SAHARA ALGÉRIEN

ET

APERÇU GÉOLOGIQUE SUR LE SAHARA
DE L'OcéAN ATLANTIQUE À LA MER ROUGE,

PAR M. GEORGES ROLLAND,

INGÉNIEUR AU CORPS DES MINES.

1
IMPRIMERIE NATIONALE.

VOCABULAIRE

DONNANT

L'EXPLICATION DES PRINCIPAUX MOTS ARABES

EMPLOYÉS DANS LES RAPPORTS GÉOLOGIQUE ET HYDROLOGIQUE.

(Texte et planches.)

ABIODH, BEÏDHA	blanc, blanche.	DIEDER	Pierre dressée, enceinte, petit monument.
AHMAR, HAMRA	rouge.	DJEDID	nouveau.
AÏN	source, fontaine, puits jaillissant.	DJERID	palme, branche de palmier, palmier.
ANAT	terrain dénudé.	DJOUA	fourreau.
ARGA	grande dune de sable. — Pl. AREG, grandes dunes, région des grandes dunes.	DJOUF	talus bordant un vaste plateau.
ASOUED, SOUDA	noir, noire.	DRAA, DRA	bras, coteau, chaînon de montagne.
BAB, pl. BIBAN	porte.	ERDH	terre.
BAHR, pl. BEHOUR	mer, lac permanent, étang formé par une source naturelle ou par un ancien puits éboulé.	ERG (AREG)	nerf, veine, dune, région des dunes en général.
BATEN	large vallée plate, flanc de montagne.	FEDJ, FEIDJ	défilé, col, bande de terrain allongée et libre de sable au milieu des dunes.
BEN, pl. BENI	fil, descendants de.	FEIDH, FAID	terrain inondé, ravin peu encaissé se changeant en cours d'eau quand il pleut.
BIR	puits maçonné.	FOGGARA	canal souterrain, amenant à fleur du sol l'eau d'une série de puits creusés en contre-haut.
BLAD, BLED	pays, ville.	FOUQANI	en haut, supérieur.
BORDJ	maison fortifiée, construction isolée en pierres.	GARA, pl. GOUR	témoin rocheux, isolé, en saillie à la surface du sol, généralement à tête plate.
BOU	père.	GASSI	bande entre deux chaînes de dunes, se poursuivant sur une grande longueur en terrain ferme de Reg, sans pierre ni gravier.
CHABA, pl. CHAAB	ravin, crevasse.	GHARBI	de l'Ouest, occidental.
CHEBKA	filet, réseau enchevêtré de vallées entaillant la hamada.	GHEDIR	flaque d'eau, mare.
CHERGUI	de l'Est, oriental.	GHOUD, pl. AGHRAD	champignon, haute dune, montagne de sable.
CHOTT	rivage, lac ou étang salé.	GOLÉA	châtelet, colline formant citadelle naturelle.
CHRIA	nid, petite source dans un entonnoir naturel sur une butte du sol.		
COUDIAT	colline.		
DARRI	du Nord, septentrional.		
DAYA	bas-fond en cuvette, dépression humide.		
DJEBEL	montagne, chaîne de montagnes.		

GOUIRET	petits gour.	MELH, pl. MELAH . . .	sel.
GUEBLI	du Sud, méridional.	MERJDA	prairie humide, marais.
GUEURN	corne, sommet de montagne.	MYA, MIYA	cent.
HADJAR	Pierre.	NEBKA	terrain de sable mi-meuble et légèrement vallonné.
HAICHA	bas-fond humide, souvent avec pâturage.	NOUABA, pl. NOUEB . .	part ou tour d'eau.
HAMADA	terrain élevé et sans eau, plateau rocheux et désert.	OGLA	réunion de plusieurs puits, réservoir d'eau.
HAMMA, HAMMAM . . .	source thermale, thermes.	OUDJH	face, front, lisière, versant raide des grandes dunes.
HAOUDH	bassin, dépression fermée entre les gour ou entre les dunes.	OUED, OUADI	cours d'eau, vallée avec ou sans thalweg, par exten- sion toute dépression allongée offrant quelque végétation et quelque humidité.
HASSI	puits non maçonné, souvent boisé.	OULED, pl. OULAD . .	fil, membres d'une tribu.
HOFRA	trou, fossé, bas-fond.	RAS, pl. ROUS	tête, sommet, cap, origine.
KANTARA, KANTRA . .	pont, relief à franchir entre deux dépressions.	REG	terrain de sable ferme, avec ou sans gravier, générale- ment très plat.
KASBA	citadelle.	RIRI, pl. ROUARA . . .	habitant de l'Oued Rir' (Oued Righ).
KEBIR	grand.	R'TASS, pl. R'TASSIN .	plongeur.
KEDIM	ancien.	SAGUIA	canal, rigole d'irrigation.
KEF	rocher, pic, escarpement.	SAHEL	littoral.
KHANDEK	tranchée, fossé de drainage et d'écoulement dans les oasis.	SBAH	roche de gypse terreux.
KHANFOUSA	scarabée, montagne noire.	SEBKHA	bas-fond salé et humide.
KHENEG	défilé, gorge.	SEGHIR	petit.
KOTARAT	panier ou couffin, tressé et goudronné, tenant l'eau.	SIF, pl. SIOUF	sabre, dune allongée à pente raide (en lame de sabre).
KOUBBA	coupole, chapelle en l'hon- neur d'un marabout.	SOUFI, pl. SOUFAFA . .	habitant de l'Oued Souf.
KSAR, pl. KSOUR . . .	château, village fortifié.	SOUK	marché, foire.
MA, MAA	eau.	TAHTANI	en bas, inférieur.
MADEN	mine, carrière.	TENIA	col de montagne, défilé.
MADHER	lieu humide, avec pâturages.	TIN, TEÏN	terre glaise, argile, marne.
MAGHDER, pl. MEGHA- DER	bas-fond dans le lit d'un oued, flaque d'eau.	TRAB	terre, argile terreuse.
MAZOUL	argile très compacte, très grasse.	TRIK	chemin, route.
M'EALLEN	ouvrier d'art, homme savant, patron.	ZABI, pl. HALZAB . . .	habitant du Zab.
MEHASSER	témoin rocheux, isolé, au mi- lieu d'une vallée.	ZAOÛIA	séminaire musulman.
		ZEBBACHA	gypse, plâtre.

CHEMIN DE FER TRANSSAHARIEN.

GÉOLOGIE DU SAHARA ALGÉRIEN

ET

APERÇU GÉOLOGIQUE SUR LE SAHARA DE L'OcéAN ATLANTIQUE À LA MER ROUGE.

INTRODUCTION.

Le Sahara algérien présente, au point de vue géologique, trois sortes principales de formations, savoir : les terrains *crétacés*, les terrains récents d'atterrissement ou *atterrissements sahariens*, et les *grandes dunes de sable* de l'époque actuelle. Ces formations diffèrent par leur nature comme par leur âge, et sont respectivement d'origines marine, diluvienne et aérienne.

Je les décrirai successivement en détail. Je donnerai, de plus, un aperçu sur les autres formations géologiques du Sahara, de l'Océan Atlantique à la mer Rouge.

L'itinéraire de notre Mission (pl. I) comprend trois parties principales :
Laghouat à El-Goléa (pl. II et pl. XI, fig. 1);
El-Goléa à Ouargla (pl. XI, fig. 2);
Ouargla à Biskra (pl. III et pl. XI, fig. 3).

Quant au présent rapport, il sera divisé de la manière suivante :

Dans une première partie, je rendrai compte de la géologie des pays explorés de Laghouat à El-Goléa et d'El-Goléa à l'Oued Mya. Cette partie comprendra tout ce qui est relatif aux terrains crétacés le long de l'itinéraire. J'y joindrai une étude d'ensemble sur les terrains crétacés du Sahara septentrional, avec un aperçu sur les formations tertiaires du Nord du Sahara oriental.

Dans une seconde partie, j'exposerai la géologie des pays explorés le long de l'Oued Mya et de Ouargla à Biskra. Cette partie sera spécialement consacrée aux atterrissements sahariens (terrains de transport et terrains lacustres) du bassin du chott Melrir et à ceux du Sahara en général. Vu l'intérêt pratique et immédiat de la ligne de Biskra-Tougourt-Ouargla, j'entrerai ici dans de plus grands développements le long de notre itinéraire, surtout en ce qui concerne l'importante région de l'Oued Rir'.

Dans une troisième partie, je traiterai la question des grandes dunes de sable du Sahara.

Afin de compléter cette étude de géologie saharienne, je donnerai ensuite, dans une quatrième partie (relativement sommaire), un aperçu sur les terrains paléozoïques et sur les terrains cristallins anciens du Sahara, puis un aperçu sur les formations volcaniques récentes du Sahara.

Enfin, dans une cinquième et dernière partie, je conclurai par un aperçu général sur l'histoire géologique du Sahara (avec carte géologique d'ensemble).

Tels seront les sujets principaux de cette étude, dont j'ai été amené à élargir le cadre bien au delà des limites d'un simple journal de route : c'est non seulement une description détaillée des formations du Sahara algérien, mais encore un traité général sur la géologie du Sahara tout entier (faisant suite, d'une part, aux travaux du regretté L. Ville, inspecteur général des Mines, dont on connaît les publications importantes sur son exploration de Biskra à Ouargla et de Ouargla à Laghouat, en 1861, et, d'autre part, à ceux de M. A. Pomel, directeur de l'École supérieure des sciences d'Alger, dont j'aurai souvent à citer l'ouvrage si remarquable sur le Sahara).

De même, M. le professeur K. Zittel, après avoir personnellement exploré le désert libyque, en 1873 et 1874, et décrit sa géologie, avait été conduit à présenter sur le Sahara un exposé d'ensemble⁽¹⁾, où il résume les faits géologiques qui ont été signalés çà et là par les voyageurs dans les diverses régions qu'embrasse la zone saharienne⁽²⁾.

Le travail de M. Zittel et le mien ne font pas, d'ailleurs, double emploi; conçus et poursuivis indépendamment l'un de l'autre, ils se complètent.

Le texte du présent rapport est accompagné d'une série de cartes et de coupes géologiques, d'ensemble et de détail, ainsi que de planches de fossiles, etc. (Voir les planches IV à IX, X à XXV, XXVI à XXVIII, XXXI.)

On trouvera (pl. IV) une nouvelle édition, revue et complétée, de la carte géologique du Sahara, à l'échelle de $\frac{1}{6000000}$, que j'avais dressée au retour de notre mission et qui fut publiée, dès 1881, par la Société géologique de France⁽³⁾. Elle s'étend de l'Atlas au Ahaggar et du Maroc à la Tripolitaine, — allant, d'une part, du 35° au 24° degré de latitude, et, d'autre part, du 6° degré de longitude Ouest au 13° degré de longitude Est⁽⁴⁾.

Cette carte géologique, étant la première de ce genre qui ait paru sur ces vastes régions, est forcément assez sommaire.

C'est en même temps une carte de géographie physique; car les diverses formations géologiques qu'elle indique correspondent, en grand, à différentes sortes de régions naturelles, caractérisées par leur sol, leur relief, etc. :

⁽¹⁾ K. Zittel. — *Die Sahara, ihre physische und geologische Beschaffenheit*, 1883.

⁽²⁾ Y compris ceux que j'avais consignés moi-même, dès le retour de la mission Choisy, dans diverses publications.

⁽³⁾ *Bulletin de la Société géologique de France*, 3^e série, t. IX, 1881.

⁽⁴⁾ Cette carte géologique n'ayant en vue que le Sahara, j'ai laissé l'Atlas en blanc, sauf le long de sa lisière méridionale.

Dunes de sable (areg, aghrad, siouf).

Alluvions quaternaires et terrain Saharien, ou Atterrissements sahariens. — Ces dépôts, d'âge géologique récent, sont constitués surtout par des grès et des sables quartzeux; ils comprennent aussi des marnes et des argiles. A eux seuls, ils recouvrent environ la moitié de la surface de la carte en question. Ils occupent les grandes dépressions et les régions relativement basses (lesquelles sont, toutefois, notablement plus élevées que le niveau de la mer, sauf le cas particulier des chotts situés à l'Ouest de Gabès). Ils comprennent les terrains de *chott*, de *sebkha*, de *daya* et d'*oued*, les terrains de *nebka*, de *haoudh* et de *reg*, etc., et une première catégorie de *hamada*. Certaines parties offrent des sols cultivés ou cultivables, des lignes d'eau superficielles et des nappes d'eau souterraines : c'est là que se trouvent les pays d'oasis et les contrées susceptibles de développement.

Terrains crétacés supérieurs et terrains crétacés moyens. — Ces deux étages géologiques donnent lieu dans le Sahara septentrional, au Sud de l'Atlas, à deux étages orographiques, à deux plateaux superposés, que limitent respectivement deux séries de falaises concentriques. Les *hamada* de cette seconde catégorie, constituées généralement par des calcaires durs, polis et souvent tout à fait nus, représentent le vrai désert et n'offrent aucune ressource, sauf quelques maigres oasis au fond des *chebka*.

Terrains dévoniens. — *Hamada* d'une troisième catégorie, ou *tassili* (terme berbère); plateaux en grès noirs, également stériles.

Granite, gneiss et micaschistes. — *Massifs montagneux.*

Basaltes. — *Volcans*, coulées de laves et régions volcaniques.

On trouvera, d'autre part (pl. X), trois essais de coupes géologiques générales au travers du Sahara algérien, à la même échelle de $\frac{1}{5000000}$ pour les bases : l'une (fig. 2) est Nord-Sud et passe par Biskra; les deux autres (fig. 3 et 4) sont Est-Ouest et passent respectivement par Ourlana (Oued Rir') et par Ouargla.

De plus, la figure 1 de cette planche X donne un profil Nord-Sud au travers de l'Afrique du Nord par l'Atlas et le Ahaggar, entre les 37° et 23° degrés de latitude Nord; l'échelle des bases est de $\frac{1}{1000000}$ et l'échelle des hauteurs de $\frac{1}{100000}$.

Les échantillons géologiques et minéralogiques, les fossiles et les coquilles que j'ai recueillis en grand nombre le long de l'itinéraire de la Mission sont déposés aux collections de l'École nationale des Mines, à Paris.

Un tableau d'analyses, annexé à la fin de ce rapport, donne la composition de quelques échantillons de roches, de terres végétales, etc.

Avant d'entrer en matière, je présenterai quelques généralités préliminaires sur les divers types de régions naturelles du Sahara.

PRÉLIMINAIRES.

DIVERS TYPES DE RÉGIONS NATURELLES DU SAHARA.

Quand on étudie les divers terrains qui constituent le sol d'un pays, la disposition des couches et la composition des étages géologiques, les phénomènes d'érosion et de désagrégation, etc., on est amené à des considérations instructives sur les différents types de régions naturelles et leur répartition, sur la configuration physique de la surface, sur les reliefs, leurs formes et leurs caractères, leur groupement et leur coordination, etc. Nulle part, d'ailleurs, ces relations entre la géologie et la géographie physique n'apparaissent aussi clairement qu'au Sahara, où, le sol étant généralement dépourvu de terre végétale, les terrains constituant se montrent à nu.

Le Sahara est, contrairement aux idées reçues, le plus souvent rocheux et parfois accidenté.

Le Sahara algérien présente trois types principaux de régions naturelles : les plateaux calcaires en relief, les dépressions sableuses ou argileuses, les dunes de sable.

Les plateaux ou *hamada* calcaires, qui sont formés par les terrains d'âge crétacé, plateaux rocheux, sans terre végétale, sans eau, offrent, entre tous, un aspect stérile et désolé. Ils s'étendent sur des espaces immenses dans le Sahara septentrional. Ils semblent horizontaux à l'œil, et peu s'en faut qu'ils ne soient parallèles à la stratification des couches qui les constituent. De fait, ils ont des pentes, mais très faibles : ils figurent, en grand, de larges ondulations et, en détail, une série de bossellements, sans loi apparente.

Certaines autres *hamada* crétacées du Sahara septentrional présentent aussi des grès, par exemple, en Tripolitaine.

Par places, les *hamada* crétacées sont entaillées par des *oueds* ou vallées, souvent larges et profondes ; celles-ci peuvent s'entre-croiser et former des réseaux enchevêtrés : elles donnent lieu alors à des régions désignées sous le nom caractéristique de *chebka*, filet. Au milieu des vallées se dressent, çà et là, des *mehasser*, témoins, à tête plate, de la formation encaissante, et, sur le plateau, des *gour*, témoins, également à tête plate, de l'étage superposé et enlevé par les érosions. Enfin les plateaux crétacés se terminent par de grandes lignes de falaises, au profil accentué, couronnées par des *kef* ou rochers abrupts, souvent assez importants pour recevoir le nom de chaîne de montagne, *djebel*.

Les grands bassins que figurent les ondulations des plateaux crétacés sont occupés par des terrains de nature toute différente et d'âge beaucoup plus

récent, appartenant à ce qu'on appelle la formation des atterrissements sahariens.

On peut dire que les terrains crétacés forment l'ossature du Sahara algérien. Non seulement ils constituent les parties en relief de son orographie générale, mais encore ils règnent avec continuité en profondeur sous les atterrissements, qui, dans certaines régions, les recouvrent comme d'un manteau, sur des épaisseurs très considérables, et qui garnissent les pentes et les parties basses des grandes dépressions.

Les régions d'atterrissement présentent surtout des grès et des sables quartzeux. Cependant leur surface est souvent masquée par une croûte calcaire ou gypso-calcaire, sorte de carapace, laquelle donne lieu à une autre catégorie de *hamada* rocailleuses.

Le manteau des atterrissements sahariens est lui-même entaillé par des *oueds*, et il présente des zones d'érosion qui sont parsemées de *gour* en saillie ou sont accompagnées de terrasses étagées de graviers et de sables. Sur les pentes se trouvent parfois de vastes plaines, tapissées de limon. Dans les régions basses, on remarque généralement des *sebkha* (bas-fonds humides), recouverts en été d'efflorescences salines, et des *chotts* (étangs d'eau salée ou saumâtre), dont certains fort importants, au fond de grandes cuvettes fermées.

Si l'on jette les yeux sur ma carte géologique d'ensemble (pl. IV), on voit qu'au milieu du Sahara algérien, les plateaux crétacés occupent une bande Nord-Sud, qui est large d'un degré et demi en longitude et qui se poursuit au Sud, en s'élargissant, jusqu'au Tidikelt. On voit, en outre, que cette bande calcaire, en relief sur les régions latérales, sépare deux grands bassins d'atterrissements sableux, d'une part, à l'Est, le bassin du chott Melrir, d'autre part, à l'Ouest, le bassin du Gourara, — lesquels correspondent aux deux grands bassins hydrographiques que nous décrirons dans le rapport suivant.

La même carte montre comment les plateaux crétacés forment, dans les régions sahariennes qui s'étendent entre les massifs montagneux de l'Atlas et du Ahaggar, une ceinture, large et continue, autour du grand bassin d'atterrissement du chott Melrir. Tout autour, ces plateaux sont en pente vers l'intérieur du bassin, de sorte qu'ils figurent une cuvette immense, occupant, à elle seule, une étendue aussi vaste que la France entière : cuvette ayant donné lieu d'abord au bassin d'atterrissement, puis au bassin hydrographique actuel.

Les terrains sableux et marneux qui constituent le bassin d'atterrissement lui-même s'étendent, au Sud du département de Constantine et de la régence de Tunis, sur une longueur de près de 700 kilomètres du Nord au Sud et sur une largeur d'environ moitié de l'Est à l'Ouest. Ils sont également en pente, tout autour, vers l'intérieur du bassin.

On sait que toute la partie septentrionale de ce bassin fermé se trouve à des altitudes fort peu élevées : Ouargla est déjà à moins de 200 mètres; l'Oued Rir' et le Souf sont à moins de 100 mètres; le chott Melrir même est au-dessous

du niveau de la mer; plus au Nord, la plaine qui s'élève en pente douce vers la lisière méridionale des montagnes de l'Atlas n'atteint que des altitudes de 120 mètres à 250 mètres le long de cette lisière, au pied des monts du Zab, du grand massif Djebel Aurès et du massif annexe des Nemencha. C'est pourquoi la partie du Sahara septentrional qui s'étend dans le Sud de la province de Constantine et de la Tunisie a pu être appelée le *bas Sahara*.

Par opposition, la désignation de *haut Sahara* peut s'appliquer à la partie du Sahara algérien qui s'étend dans le Sud des provinces d'Alger et d'Oran. Mais ici il y a lieu de distinguer deux catégories distinctes de régions naturelles. A l'Est, ce sont les plateaux calcaires du Mzab à El-Goléa, constituant les reliefs rocheux que nous venons de signaler au milieu du Sahara algérien, plateaux qui sont en pente générale vers le Sud-Est, et dont les points culminants sont à des altitudes de 450 à 750 mètres. A l'Ouest, ce sont des plaines avec terrains de sables ou de limons; ces plaines s'élèvent doucement vers le Nord-Ouest, depuis la lisière occidentale des reliefs précédents (au travers du Sahara orano-marocain), jusqu'à la lisière méridionale de l'Atlas, et celle-ci présente alors des altitudes de 800 à 950 mètres, au pied du massif de Djebel Amour et de son prolongement vers la région dite *des Ksour*. En outre, le haut Sahara comprend, au Nord du Mzab, la région dite *des Daya*, qui figure une sorte de détroit d'atterrissement, reliant les deux bassins d'atterrissement de l'Est et de l'Ouest, et dont les altitudes atteignent 930 mètres; il faut enfin y mentionner, au Nord-Est de la région des *daya*, le plateau d'El-Djoug, en calcaires crétacés.

Un autre type de région naturelle est représenté au Sahara par l'*Erg* ou les *Areg*, c'est-à-dire par les grandes dunes de sable, dont la carte géologique d'ensemble (pl. IV) indique les principaux groupes entre l'Atlas et le Ahaggar.

Les dunes de sable, loin de constituer le vrai désert, comme on l'a cru longtemps, ne sont, en réalité, qu'en sous-ordre au Sahara, — sauf dans sa zone septentrionale, où elles forment, en effet, des accumulations considérables.

Ce sont alors, dans les régions de dunes, de véritables massifs de montagnes, tout en sables: massifs fort accidentés et pouvant atteindre, paraît-il, des hauteurs de 500 mètres.

L'étude des grandes dunes de sable du Sahara est d'un vif intérêt. Aussi décrirai-je en détail, dans la troisième partie de ce rapport, leurs caractères, leur mode de formation et de répartition, et les lois générales qui les régissent, isolément et en masse.

Dans le Sahara algérien, on rencontre un des principaux groupes de grandes dunes: c'est celui qu'on appelle spécialement l'*Erg*, et qui se divise en Erg oriental et Erg occidental.

L'Erg oriental et l'Erg occidental sont respectivement en relation avec les bassins d'atterrissement du chott Melrir, à l'Est, et du Gourara, à l'Ouest, et se trouvent situés, dans chacun de ces bassins, en amont des bas-fonds eux-mêmes.

Ainsi que notre Mission l'a reconnu, ces deux massifs de dunes sont distincts; la zone intermédiaire offre seulement quelques chaînes isolées, et cette interruption coïncide avec l'interposition de la bande saillante et Nord-Sud de plateaux crétacés qui sépare les deux bassins, au milieu du Sahara algérien.

J'ajouterai maintenant quelques mots sur les diverses sortes de régions naturelles que l'on rencontre au Sud du Sahara algérien et tripolitain, dans le Sahara central (pl. IV).

Quand on quitte les plateaux de calcaires crétacés du Sahara septentrional et que, se dirigeant au Sud, on remonte le versant qui s'élève doucement vers le massif montagneux des Touareg, on trouve des reliefs orographiques de nature différente.

On rencontre d'abord des terrains de grès noirs, généralement très durs, appartenant à une formation géologique d'âge dévonien. Ces grès, disposés en couches très épaisses, offrent une pente générale, d'ailleurs très faible, vers le Nord, et donnent lieu à un nouveau système de plateaux, dont les altitudes croissent lentement vers le Sud. Ils se trouvent fréquemment découpés en massifs distincts, couronnés par des plates-formes et limités par des flancs abrupts; dans certaines régions, ce ne sont que des îlots épars, émergeant au milieu des plaines, et parfois ces îlots alignés figurent des chaînes, semblables à des squelettes décharnés.

A l'Ouest, la même formation de grès dévoniens contourne le Sahara algérien, remonte l'Oued Messaoura, vers le Nord-Ouest, et règne au delà, dans le Sahara marocain.

Les plateaux de grès dévoniens sont presque aussi nus que les plateaux de calcaires crétacés; ils reçoivent tantôt le nom arabe de *hamada*, tantôt le nom berbère de *tassili*.

Poursuivant plus au Sud, sur le même versant du Sahara central, on trouve ensuite des roches de granite, de gneiss, de micaschistes, etc., et ces terrains cristallins anciens constituent les derniers contreforts avant le Ahaggar et tout le pâté montagneux du Ahaggar lui-même. Ce sont alors de véritables *massifs de montagnes*, avec chaînes et pics, crêtes aux profils dentelés, etc.

Quant aux terrains sableux d'atterrissement, ils sont également fort développés dans le Sahara central, et l'on voit sur la carte géologique (pl. IV) qu'ils occupent des plaines basses, des zones allongées, mais souvent très larges, séparant les reliefs orographiques, ceux-ci en terrains crétacés, dévoniens et cristallins.

On peut dire que les dépôts des atterrissements sahariens et des alluvions plus récentes sont distribués, en grand, conformément aux divisions hydrographiques actuelles.

Il reste enfin à signaler les formations volcaniques et les volcans récemment

éteints que le Sahara présente en plusieurs régions. Citons, par exemple (pl. IV), dans le Sahara septentrional, les volcans à cratères, encore parfaitement conservés, des environs de Tripoli, et, dans le Sahara central, les volcans qui forment les cimes du massif montagneux du Ahaggar, ainsi que les coulées de basaltes qui se rencontrent au fond des vallées des montagnes de l'Éguéré.

Les volcans du Sahara étaient en activité pendant les temps quaternaires, à l'époque géologique qui a précédé immédiatement l'époque actuelle.

Tels sont les divers types de régions naturelles que présentent les diverses parties du Sahara traduites en carte géologique sur la planche IV.

Les mêmes sortes de régions se reproduisent, avec des variantes, dans tout le Sahara, c'est-à-dire dans toute la grande zone de déserts qui traverse l'Afrique septentrionale de l'Ouest à l'Est, depuis l'océan Atlantique jusqu'à la mer Rouge, entre l'Atlas et la Méditerranée, au Nord, et les régions tropicales du Soudan, au Sud (voir ci-après la fig. 13 intercalée dans le texte).

Dans le Sahara occidental, les terrains paléozoïques prédominent à la surface et constituent de vastes *hamada* rocheuses.

Dans le Sahara oriental, les déserts libyque et arabe ont des *hamada* en calcaires nummulitiques, analogues à nos *hamada* crétacées.

Dans le Sahara central, le massif montagneux du Ahaggar forme une énorme protubérance, dont les cimes atteignent des altitudes de 1,500 à 2,000 mètres; vis-à-vis, au Sud-Est, se dressent les montagnes encore plus hautes du Tibesti, avec des altitudes de 2,500 à 3,000 mètres : ce sont les deux grands reliefs du Sahara. Il ne s'agit pas là, d'ailleurs, de systèmes de montagnes proprement dits, comparables à l'Atlas, par exemple, et dus à de grands phénomènes de plissements et de soulèvements, avec plis synclinaux et anticlinaux, etc. Ce sont simplement des *pâtés montagneux*, formés par le groupement de terrasses étagées, les terrasses latérales étant découpées par des vallées abruptes et les terrasses centrales étant surmontées elles-mêmes de montagnes coniques, lesquelles ne sont autres que des volcans récents.

Par contre, le Sahara central présente de grandes dépressions, où nos chotts du Sahara algérien sont remplacés par des *lacs salés*, dont les explorateurs vantent la pureté.

En résumé, les quatre types les plus caractéristiques des régions naturelles du Sahara sont, par ordre d'importance en superficie :

- Les *hamada* rocheuses, avec ou sans *chebka*;
- Les dépressions humides et salées, avec *chotts* ou *lacs salés*;
- Les grandes *dunes de sable*;
- Les *pâtés montagneux*, avec *volcans*.

PREMIÈRE PARTIE.

TERRAINS CRÉTACÉS DU SAHARA SEPTENTRIONAL.

Les terrains crétacés jouent un rôle fort important à la surface du Sahara septentrional, principalement en Tripolitaine et au Sud de l'Atlas algérien et tunisien (pl. IV et fig. 13 dans le texte).

Ils y sont représentés par la Craie moyenne, étages cénomanien et turonien, et par la Craie supérieure, étage sénonien, auquel se relie, dans le Nord du Sahara algérien et tunisien, un étage éocène inférieur.

Cette première partie sera divisée en deux chapitres.

Dans un premier chapitre, je décrirai les terrains le long de la première et de la deuxième partie de l'itinéraire, de Laghouat à El-Goléa et d'El-Goléa à l'Oued Mya, et j'étudierai d'une manière générale les terrains crétacés du Sahara algérien.

Dans un second chapitre, je présenterai une étude d'ensemble sur leur extension dans le Sahara septentrional, du Maroc à la mer Rouge. A propos du Sahara oriental, je serai amené à parler des formations nummulitiques et miocènes qui recouvrent les terrains crétacés dans cette partie de la zone saharienne.

CHAPITRE PREMIER.

ITINÉRAIRE DE LAGHOUAT À EL-GOLÉA ET D'EL-GOLÉA À L'OUED MYA.
TERRAINS CRÉTACÉS DU SAHARA ALGÉRIEN.

Nous avons constaté que les terrains crétacés, qui forment au Nord du Sahara algérien un plateau unique, se prolongent jusqu'au delà d'El-Goléa, et constituent dans le Sud deux plateaux étagés, appartenant à deux étages géologiques distincts. Ils occupent, comme j'ai déjà dit, au milieu du Sahara algérien, une bande Nord-Sud, large d'un degré et demi en longitude (pl. IV) : relief rocheux, séparant, ainsi que l'a fait observer M. Pomel⁽¹⁾, les deux grands bassins d'atterrissement du chott Melrir, à l'Est, et du Gourara, à l'Ouest.

Ce premier chapitre comprendra quatre paragraphes :

- 1° Aperçu préliminaire sur la géologie de la lisière méridionale de l'Atlas algérien et tunisien;
- 2° La région des daya⁽²⁾;
- 3° Le plateau crétacé du centre du Sahara algérien;
- 4° Les deux plateaux crétacés du Sud du Sahara algérien.

⁽¹⁾ A. Pomel. — Le Sahara, 1872.

⁽²⁾ Bien que ce paragraphe ne soit pas consacré aux terrains crétacés, comme le reste du chapitre I^{er}, j'ai cru devoir le maintenir à cette place, qui est celle qui lui revient dans l'itinéraire.

Au présent chapitre correspondent, d'abord, une carte-itinéraire de Laghouat à El-Goléa (pl. II), puis deux coupes géologiques, par parties brisées, allant l'une de Laghouat à El-Goléa (pl. XI, fig. 1) et l'autre d'El-Goléa à l'Oued Mya (pl. XI, fig. 2); la carte est à l'échelle de $\frac{1}{400000}$, et les coupes sont à l'échelle de $\frac{1}{1600000}$ pour les bases et de $\frac{1}{32000}$ pour les hauteurs.

§ 1^{er}. APERÇU PRÉLIMINAIRE SUR LA GÉOLOGIE DE LA LISIÈRE MÉRIDIIONALE
DE L'ATLAS ALGÉRIEN ET TUNISIEN.

Une carte géologique provisoire de l'Algérie, à l'échelle de $\frac{1}{800000}$, a été publiée en 1881. La carte géologique des provinces d'Alger et d'Oran est due à MM. Pomel et Pouyanne; la carte géologique de la province de Constantine et du cercle de Bou-Saâda est due à M. Tissot. Chacune est accompagnée d'un texte explicatif.

Je me suis borné, sur ma carte géologique du Sahara, à l'échelle du $\frac{1}{5000000}$, à tracer les contours géologiques de la lisière méridionale de l'Atlas algérien et tunisien.

On voit que le terrain crétacé apparaît tout le long de cette lisière, jusqu'à Gabès, à l'Est, et jusqu'au delà de Figuig, à l'Ouest.

I. LAGHOUAT-FIGUIG.

C'est dans les provinces d'Alger et d'Oran qu'apparaît le plus nettement la division de l'Atlas en trois zones parallèles : la région montagneuse du Nord, le long de la Méditerranée; les hauts plateaux avec leurs chotts; la région montagneuse du Sud, le long du Sahara.

Celle-ci, d'une importance relativement moindre, est parfois appelée le *petit Atlas*. Dans les provinces d'Alger et d'Oran, elle porte, sur une grande partie de sa longueur, le nom de Djebel Amour.

Le Djebel Amour se décompose fort nettement en chaînes et en groupes de chaînes distinctes, parallèles et dirigées à peu près de l'E. 30° N. à l'O. 30° S.

« Tout ce massif montagneux, disent MM. Cotteau, Péron et Gauthier⁽¹⁾, se compose d'une série de crêtes parallèles entre elles et de cirques plus ou moins allongés dans le même sens. Toutes les coupes prises perpendiculairement à ces lignes de crêtes reproduisent très sensiblement la même succession de couches, avec les mêmes accidents et une composition à peu près identique. Les couches les plus anciennes appartiennent tantôt au Jurassique supérieur, tantôt seulement au Néocomien. Au-dessus se succèdent, en série continue, les étages urgoptien et albien, représentés surtout par des masses énormes de grès, puis

⁽¹⁾ Cotteau, Péron et Gauthier. — Échinides fossiles de l'Algérie (étage Turonien, 1880).

l'étage cénomaniens, caractérisé par ses marnes vertes fossilifères et ses bancs de gypse stratifié, et enfin l'étage turonien, constitué par des calcaires durs et des dolomies qui couronnent les sommets et forment les crêtes les plus saillantes. Au centre de la chaîne et parallèlement à sa direction, on remarque une grande ligne de rupture anticlinale sur laquelle sont échelonnés des pointements de sel gemme, autour desquels les couches sont fortement redressées. A partir de cette ligne, sur le versant Sud, les couches plongent uniformément vers le Sud, en s'abaissant graduellement, et bientôt elles sont en grande partie masquées par les assises horizontales du terrain Saharien, de telle sorte que, vers les limites du Sahara, il n'y a plus que quelques longues crêtes rocheuses qui font saillie et restent seules visibles. »

Rien de frappant comme les dernières rides du Djebel Amour, se dressant rectilignes et parfois presque verticales en face de l'immensité du Sahara, et semblant émerger brusquement du manteau d'atterrissement, lequel a tout nivelé et s'étend au loin vers le Sud, jusqu'aux limites de l'horizon. Tel est le Djebel Tizgrarin ou Rocher des Chiens, sur lequel est bâtie la ville de Laghouat, crête isolée, tranchante et ébréchée, constituée par des bancs calcaires, qui plongent d'environ 45° vers le Sud-Est.

Laghouat, ville, oasis et environs, dont je donne (pl. V, fig. 1) une carte géologique à l'échelle de $\frac{1}{80000}$, avaient déjà été visités par plusieurs géologues, MM. Marès, Ville, Durand, Le Mesle. Ville ⁽¹⁾ a décrit le Rocher des Chiens et son prolongement oriental, le Djebel Seridja; au Nord, il a dit comment la chaîne, qui va du Kef el-Kheneg au Ras el-Aïoun, où une coupure donne passage à l'Oued Mzi, se continue autour du Dakla de Laghouat, et se relève souterrainement au Djebel oum el-Deloua, de manière à figurer une cuvette étranglée. Plus au Nord, il a parlé longuement du Dakla el-Mitok, cette colline si typique, elliptique et cratériforme. Le même auteur a signalé les bancs de gypse qui affleurent sur les flancs de ces montagnes.

Les marnes verdâtres, les calcaires et les gypses de la base appartiennent au Cénomaniens. Les calcaires blancs et dolomitiques du sommet sont turoniens. A la partie inférieure des calcaires turoniens, M. Le Mesle a découvert un niveau important d'*Ammonites*, parmi lesquelles plusieurs types des calcaires à *Ammonites* de la Touraine; le même niveau se trouve dans toute la région, au Dakla de Laghouat, au Rocher des Chiens, etc. Sur ce dernier rocher, M. Durand a recueilli de nombreux oursins, la plupart petits et ferrugineux, et, en outre, deux Rudistes, des Bivalves, des Ptérochères, etc.

L'étage turonien, tel qu'il a été réduit par MM. Cotteau, Péron et Gauthier pour la région Sud de l'Atlas, est essentiellement constitué par ce massif continu de calcaires, en bancs épais et résistants. L'étage cénomaniens, dont la puissance atteindrait 500 mètres, présente des alternances de marnes et de calcaires, et,

⁽¹⁾ L. Ville. — Exploration géologique du Mزاب, du Sahara et de la région des steppes de la province d'Alger, 1867.

à sa partie supérieure, la série remarquable des couches de gypse compact, ou d'albâtre gypseux que nous venons de signaler.

C'est à la base de cet étage cénomanien que j'ai tracé (pl. IV) la limite entre la Craie moyenne et la Craie inférieure le long de la lisière méridionale de l'Atlas, me conformant pour cette limite à la carte géologique de MM. Pomel et Pouyanne. « Le Gault ou Albien, disent ces géologues ⁽¹⁾, s'il est représenté sur les hauts plateaux, doit avoir une telle analogie de composition lithologique avec le Néocomien qu'il n'a pu en être séparé; nous croyons qu'il n'y figure réellement pas. »

Or, au-dessous du Cénomanien se place dans le Sud un étage très puissant de grès et de marnes bariolées gypsifères, où les fossiles font défaut, et ces grès sans fossile, qui passent parfois à de véritables poudingues à petits éléments, se présentent en masses énormes dans les montagnes du Djebel Amour. D'après MM. Pomel et Pouyanne, ces grès du Djebel Amour représenteraient l'Urgonien, ou plutôt ils se relieraient au Néocomien proprement dit, qui comprend, plus bas, de grandes épaisseurs de calcaires et de marnes, ainsi que de nouvelles séries de grès.

Au contraire, M. Péron, qui, dans sa description géologique de l'Algérie ⁽²⁾, a beaucoup insisté sur le rôle important des *grès du Djebel Amour* dans le système orographique des régions méridionales de l'Atlas, les considère comme représentant l'Albien, tant à cause de la position de cet étage entre les niveaux supérieurs de l'Urgo-Aptien et les plus inférieurs du Cénomanien qu'en raison de sa correspondance avec l'Albien authentique du Djebel bou-Thaleb. Plus bas, M. Péron distingue un étage urgo-aptien, avec grès et avec calcaires et marnes fossilifères, puis un étage néocomien, comprenant des alternances de calcaires et de marnes, avec niveaux de lumachelles et encore de puissantes intercalations de grès : c'est le groupe néocomien qui constitue la masse principale du Djebel Lazereg, au Nord-Ouest de Laghouat, montagne dont la partie centrale est formée par un système de calcaires et de dolomies appartenant sans doute au Jurassique.

La présence de combustibles fossiles m'ayant été signalée à El-Richa, à 70 kilomètres environ au Nord-Ouest de Laghouat, je me suis rendu, en compagnie de M. Jourdan, à cette localité du Djebel Amour, et j'en ai exploré les environs. J'y ai trouvé la série des terrains précédents, et reconnu, en effet, l'existence de deux gisements de lignites, l'un près d'El-Richa, sur la rive droite de l'oued de ce nom, dans les grès néocomiens proprement dits, l'autre entre El-Richa et Enfous, dans les grès du Djebel Amour (Albien de Péron) ⁽³⁾. Mais

⁽¹⁾ A. Pomel et J. Pouyanne. — Texte explicatif de la carte géologique au $\frac{1}{500000}$ des provinces d'Alger et d'Oran, 1881.

⁽²⁾ A. Péron. — Essai d'une description géologique de l'Algérie (*Annales des sciences géologiques*, 1883).

⁽³⁾ En Syrie, dans le Liban, les grès de Nubie (également albiens, d'après M. Péron) renferment des couches de lignites exploitables.

l'extrême variation de l'épaisseur des couches et l'impureté des lignites me font douter qu'on parvienne à tirer un parti industriel de ces gisements; toutefois le premier gisement appartient à un bassin assez régulier comme allure et assez favorablement situé pour justifier peut-être des recherches moins incomplètes que celles dont il a été l'objet jusqu'à ce jour.

Ce sont les mêmes terrains, marqués en Craie inférieure sur la carte, qui constituent presque entièrement le massif du Djebel Amour et les montagnes de la région des Ksour, jusqu'aux grands bassins d'atterrissement des Chotts El-Chergui et El-Gharbi, sur les hauts plateaux, et leur facies se maintient avec une grande constance le long de la chaîne vers le Sud-Ouest, jusqu'au Maroc. Quant à la Craie moyenne (Cénomaniens et Turoniens), elle n'apparaît que près de la lisière méridionale de la montagne, où elle occupe un liséré relativement assez mince, au bord de la plaine d'atterrissement du Sahara, et où les calcaires turoniens forment les dernières saillies du relief.

La lisière méridionale du Djebel Amour poursuit ainsi avec des caractères identiques vers le Sud-Ouest. Une série de crêtes, d'une régularité géométrique, jalonnent de distance en distance le bord du désert et se succèdent dans le prolongement les unes des autres, comme les pans d'une muraille démantelée. En les suivant, on peut, sans connaître le pays, sans guide et sans boussole, aller de Laghouat (altitude, 785 mètres) à Tadjerouna (873 mètres), El-Maïa (945 mètres), Brizina (830 mètres), El-Abiod-Sidi-Cheikh (861 mètres), El-Outed (880 mètres), Figuig.

A El-Maïa, M. Pomel a signalé des rudistes empâtés dans des calcaires sans doute turoniens. A 30 kilomètres au delà, M. Durand a recueilli sur la crête terminale, à Delaa-Mercied, l'*Otostoma Fourneli*, fossile qui semble indiquer l'apparition de la Craie supérieure.

M. Durand a retrouvé le même fossile sur le prolongement de la même crête à 6 kilomètres avant El-Abiod-Sidi-Cheikh.

Au delà, les faits sont moins connus, mais paraissent analogues jusqu'à Figuig. A El-Outed, M. Pouyanne a trouvé le Cénomaniens, caractérisé par une grande abondance de *Rhabdocidaris Pouyannei*. A la Chebket el-Beïda, M. Pomel signale le *Ceratites Maresi*, l'*Heterodiadema libycum* et le *Rhabdocidaris Pouyannei*. Notons le gisement cénomaniens de Moghar-Tahtani, où le *Rhabdocidaris Pouyannei* et le *Pseudodiadema Maresi* ont été recueillis pour la première fois par M. Dastugue, en compagnie de l'*Heterodiadema libycum*.

Revenant sur nos pas, nous ferons remarquer à Brizina l'existence d'un lambeau d'une formation de poudingues, d'origine clysmienne et continentale, dont on trouve également des îlots épars dans le Djebel Amour et jusqu'au sommet de ce massif crétacé. M. Pomel considère cette formation comme étant d'âge miocène inférieur et correspondant à son étage cartennien.

II. LAGHOUAT-BISKRA.

La lisière méridionale de l'Atlas, qui à l'Ouest de Laghouat est, pour ainsi dire, rectiligne et dirigée à peu près vers l'O. 30° S., se poursuit à l'Est avec la même direction, après un ressaut à l'extrémité du Djebel bou-Kahil. Cette chaîne, juxtaposée au flanc oriental du Djebel Amour, lui est parallèle et procède du même système de plissements. Quant au massif principal du Djebel Amour, il poursuit jusque vers Bou-Sâada, le long du bord méridional du bassin d'atterrissement des Zahrez, sur les hauts plateaux.

La division de l'Atlas en trois zones devient moins nette au delà, dans la province de Constantine.

La zone montagneuse du Sud tourne à l'Est, de même que l'ensemble de l'Atlas.

Elle diminue d'abord d'importance et présente de larges trouées, dues aux dénudations entre le bassin supérieur d'atterrissement du Hodna et la plaine saharienne. Plus à l'Est, en revanche, elle s'élargit et s'élève, et elle comprend le grand massif des montagnes du Djebel Aurès, massif qui semble relativement complexe, mais dans lequel la même direction, de l'O. 30° S. à l'E. 30° N., préside à l'alignement et au groupement des chaînes.

Au Nord-Est de Laghouat, de même qu'au Sud-Ouest, une série de crêtes rocheuses se succèdent au pied des montagnes, qui sont constituées par les mêmes terrains créacés avec les mêmes caractères; l'ensemble des couches se relève dans cette direction.

La montagne du Djebel bou-Kahil a été explorée par MM. Durand et Le Mesle et décrite par M. Péron comme formée d'une tranche de Craie moyenne superposée aux grès de l'Albien et de l'Urgo-Aptien; ces grès sont peu apparents sur le versant saharien, mais bien développés sur le versant Nord. Notons ici un fait curieux : des traces d'oiseaux ont été observées par M. Durand à la surface d'un banc de calcaire dur du Cénomaniens, près d'Amoura⁽¹⁾.

Dans cette région, j'ai dû laisser un blanc sur ma carte géologique (pl. IV) le long de la lisière méridionale de l'Atlas, vu l'impossibilité d'y raccorder les contours de la carte de MM. Pomel et Pouyanne avec ceux de la carte de Tissot.

D'après la carte géologique et le texte explicatif de Tissot, les chaînes montagneuses du Sud des Zahrez et du Hodna présentent un étage jurassique peu développé, puis la série presque complète des étages de la Craie inférieure, moyenne et supérieure (lesquels constituent la masse principale de ces massifs, où les crêtes du relief sont généralement en calcaires turoniens) et enfin un étage tertiaire, représentant le Suessonien, c'est-à-dire l'Éocène inférieur.

Les terrains créacés inférieurs renferment des feuillettes d'un lignite pouvant

⁽¹⁾ Le Mesle et Péron (*Association française pour l'avancement des sciences*, 1880).

donner du coke. « Malheureusement, dit Tissot ⁽¹⁾, il n'a été trouvé qu'en quantité insignifiante, aux portes mêmes de Bou-Saâda. »

Dans l'Aurès, on rencontre les mêmes terrains. Les terrains crétacés présentent là une série très complète de couches, dont les groupes successifs sont caractérisés par leurs facies minéralogiques et leurs faunes fossiles, et qui appartiennent aux étages néocomien et aptien, albien, cénomaniens et turonien, et enfin sénonien. Au-dessus, on distingue également un étage suessonien.

Quelques mots ici de ces deux derniers étages. Le Sénonien comprend, de bas en haut : les marnes avec calcaires gréseux, à grands Inocérames, du col des Juifs; les marnes de l'amont de la coupure d'El-Kantara, avec *Ostrea elegans*, *O. cornuarietis*, *O. larva*, etc.; les calcaires à Inocérames de la coupure d'El-Kantara. A ces calcaires à Inocérames succèdent directement, en général, dans l'Aurès, des calcaires à silex avec *Ostrea multicosata* (*O. Bogharensis*, Nicaise, *O. Strictiplicata*, Raulin) et avec Nummulites : c'est le Suessonien de Tissot.

« Par son facies général, dit Tissot, le terrain suessonien se rattache plutôt aux terrains secondaires qu'aux terrains tertiaires, mais ses fossiles ne peuvent laisser aucun doute sur la place qui doit lui être assignée. » Vu la petite échelle de ma carte géologique du Sahara et le peu d'importance du Suessonien dans les régions qu'elle embrasse, je n'y ai pas distingué cet étage et je l'ai englobé avec le Sénonien.

Pour ce qui est spécialement de la lisière méridionale de l'Atlas, elle poursuit d'abord vers l'E. 30° N. environ, dans le prolongement de la lisière du Djebel bou-Kahil, puis elle fait un coude vers l'Est. Mais, dans cette région, la limite géologique entre les formations crétacées ou suessoniennes et les atterrissements du Sahara n'est plus tracée par le pied du rideau montagneux, dont le relief ne se détache plus avec netteté au-dessus de la plaine du désert : Tissot a constaté que les calcaires à silex du Suessonien forment alors une avancée au Sud de l'Atlas et franchissent l'Oued Djeddi.

En approchant de Biskra, la limite Nord du Sahara est de nouveau tracée avec netteté par une chaîne rocheuse, au relief accentué, dirigée d'abord vers l'Est, puis vers le Nord-Est, et se terminant par le Djebel Bourzel, au pied duquel se trouve, non loin de là, l'oasis même de Biskra. Au Nord de cette chaîne, toutefois, s'étend encore la plaine d'atterrissement d'El-Outaya, et c'est au delà seulement que commence le massif montagneux proprement dit de l'Atlas.

La dernière chaîne en question se relie vers l'Ouest à la région suessonienne dont nous venons de parler : elle présente de ce côté les couches du Suessonien, avec Nummulites, au Nord de l'oasis de Zaatcha, puis les couches de la Craie supérieure et ensuite celles de la Craie moyenne. Le reste de la

⁽¹⁾ J. Tissot. — Texte explicatif de la carte géologique au $\frac{1}{500000}$ de la province de Constantine et du cercle de Bou-Saâda, 1881.

chaîne vers l'Est est constitué exclusivement par la Craie moyenne, sauf un affleurement local de Craie inférieure.

Je donne (pl. VIII) une carte géologique de l'oasis de Biskra et de ses environs, à l'échelle de $\frac{1}{80000}$.

Le Djebel Bourzel a été décrit par Coquand ⁽¹⁾, Ville ⁽²⁾ et d'autres géologues. Les couches redressées qui forment cette arête saillante (voir pl. XI, fig. 3, et pl. XXV, fig. 4) plongent d'environ 45° vers le N. 30° O. Sur le versant Sud affleurent, à la base, les couches appartenant au Cénomanién supérieur et, au sommet, les calcaires du Turonien, avec Rudistes, qui se voient au col de Sfa (altitude, 341 mètres); le versant Nord offre une série d'assises turoniennes, s'enfonçant sous la plaine d'El-Outaya. Ajoutons que du côté du Sahara, à Biskra même (112 mètres), on voit de petites crêtes turoniennes émerger de l'atterrissement.

À El-Outaya se trouve une montagne de sel bien connue, « dans laquelle, dit Tissot, la masse gypso-saline est entourée et recouverte par les couches à *Ostrea elegans* presque verticales. »

En outre, Tissot a signalé, le long du pied méridional du Bou-Kahil, dans les vallées d'El-Kantara et de l'Oued Abdi, etc., une formation fluviolacustre en grès, poudingues et marnes, que des raisons stratigraphiques lui ont fait considérer comme contemporaine du terrain éocène supérieur, lequel manque dans la région du Sud. Cette formation fluviolacustre correspond évidemment à la formation semblable dont nous avons noté un lambeau à Brizina, et qu'avec M. Pomel, je considère plutôt comme d'âge miocène inférieur, ainsi que je dirai plus loin (2^e Partie, chapitre II); elle est, en tout cas, antérieure aux dépôts marins du Miocène moyen dont il nous reste à parler brièvement ici.

Le Miocène marin est développé dans le Sud de la province de Constantine; il présente, à la base, des marnes, poudingues et grès avec *Pecten numidus*, et, au-dessus, des grès et des marnes à *Ostrea crassissima*. Ces terrains miocènes, dit Tissot, « se montrent dans les vallées et dans les combes qui accidentent le relief de l'Aurès; mais, chose remarquable, on ne les retrouve pas du tout au pied Sud de l'Aurès, ni au pied Sud de la chaîne du Bou-Kahil, qui vient se rattacher aux derniers contreforts de l'Aurès, près de Biskra, pas plus qu'au Sud de ces deux régions. Il semblerait qu'à l'époque miocène, tout ce qui est au Nord du Sahara de Constantine était plus ou moins immergé, tandis que le Sahara proprement dit était complètement émergé. »

Cette importante formation, qui correspond tout à fait aux molasses marines du bassin du Rhône et représente en Algérie l'Helvétien ou Miocène moyen, est beaucoup plus développée, tant en surface qu'en puissance, dans les provinces d'Alger et d'Oran; mais elle ne s'y trouve que dans la zone montagneuse située au Nord des hauts plateaux.

De grands mouvements du sol et de grandes modifications dans les limites

⁽¹⁾ H. Coquand. — Géologie et paléontologie de la province de Constantine, 1862.

⁽²⁾ L. Ville. — Voyage d'exploration dans les bassins du Hodna et du Sahara, 1865.

des mers se sont produites dans le Nord de l'Afrique pendant les temps miocènes. M. Pomel a mis en lumière⁽¹⁾ les systèmes de soulèvement qui sont alors intervenus et ont le plus contribué à la construction des bassins miocènes et des reliefs de l'Atlas, savoir : le système du Tatra, qui sépare nettement les époques éocène et miocène, et qui a préparé l'esquisse du bassin méditerranéen actuel; le système du Vercors, qui se place entre les étages cartennien et helvétique (ou gontasien) de M. Pomel, étages entre lesquels il y a discordance; le système des Baléares, qui n'est venu qu'après le dépôt des molasses marines à *Ostrea crassissima* et qui a joué un rôle prédominant dans la formation du massif atlantique : car c'est lui qui a soulevé et émergé la plus grande partie de ce massif et dont les plissements ont formé les principaux ridements de l'Atlas (voir la 5^e Partie, § 1).

III. BISKRA-GABÈS.

Au Nord et au Nord-Est de Biskra se trouve une formation d'eau douce — marnes gypseuses à la base, grès et poudingues au sommet — qui a été généralement regardée comme antérieure aux formations analogues du Sahara (*terrain Pliocène d'eau douce* de Ville; *terrain lacustre du Nord de Biskra* de Tissot). Je reviendrai sur cette formation fluvio-lacustre du Nord de Biskra à propos des atterrissements anciens du Sahara, auxquels je considère qu'elle se relie et dont je ne crois pas qu'on puisse la distraire. Mais je la signale ici comme donnant lieu, entre la montagne et la plaine, à des terrasses importantes.

A l'Est de Biskra, la même formation dessine un ressaut tout le long de la lisière méridionale de l'Atlas. Celle-ci est dirigée suivant une ligne environ Est-Ouest, en amont de la plaine septentrionale du Chott Melrir; mais c'est toujours la direction E. 30° N., ou à peu près, qui joue le principal rôle dans les chaînes du Djebel Ahmar-Khaddou et du Djebel Chechar, lesquelles se dressent au Nord et dépendent du massif de l'Aurès. Ces montagnes sont principalement constituées par les terrains crétacés moyens et supérieurs, ainsi que par le terrain suessonien, dont l'importance augmente vers l'Est et qui comporte alors un sous-étage inférieur de marnes noires avec *Ostrea multicostrata*, au-dessous des calcaires à silex, avec ou sans Nummulites. Notons, au pied Sud-Ouest du Djebel Ahmar-Khaddou, un petit îlot de la formation fluvio-lacustre du Miocène inférieur.

A partir du Djebel Chechar, la lisière méridionale des massifs montagneux de l'Atlas oblique vers le Sud-Est, jusque vers Négrine (207 mètres), près de la frontière tunisienne; elle reprend ensuite la direction de l'Est, en amont de la plaine septentrionale du Chott Gharsa, puis au Nord des régions des Chotts Djérid et Fejej; elle passe ainsi près de Gafsa (320 mètres) et continue dans la même direction, mais en perdant sa netteté, jusqu'à la plaine du littoral méditerranéen.

⁽¹⁾ A. Pomel. — Le Sahara, 1872.

La géologie de l'Atlas tunisien était entièrement à faire avant les récentes missions de l'exploration scientifique de la Tunisie. Les régions méridionales de ces montagnes viennent à peine d'être explorées par M. Ph. Thomas⁽¹⁾ : d'après les renseignements inédits qu'il m'a communiqués, la grande chaîne qui règne sans interruption de Négrine à Gafsa est formée par un grand plissement anticlinal des couches de la Craie moyenne et de la Craie supérieure, flanquées, au Nord et au Sud, par un puissant étage suessonien. La formation fluvio-lacustre du Nord de Biskra poursuit vers l'Est en Tunisie et présente un développement considérable dans le Sud de la Régence.

Mais tandis que des plaines uniformes d'atterrissements et d'alluvions descendaient vers le Sud jusqu'aux Chotts Melrir et Gharsa, il arrive, dans le Sud tunisien, que la plaine qui règne, de même, au pied méridional des montagnes de la région de Gafsa, est barrée vers le Sud par une chaîne rocheuse et crétacée, le Djebel Cherb, laquelle se dresse au bord du Chott Djérid.

Grâce aux travaux de M. le commandant Roudaire sur les chotts tunisiens, on connaît assez bien, depuis quelques années, la configuration de leurs bords. Les renseignements géologiques ont été coordonnés par M. Dru, qui leur a consacré une note dans le rapport sur la dernière expédition des chotts⁽²⁾.

Au Nord, la rive du Chott Djérid et de son prolongement oriental, le Chott Fejej, est longée par la chaîne rocheuse du Cherb qui va, de l'Ouest à l'Est, depuis le seuil de Kriz, entre le Gharsa et le Djérid, jusqu'au seuil de Gabès, entre le Fejej et la mer; de même, au Sud, une chaîne rocheuse, le Djebel Tebaga, longe, de l'Est à l'Ouest, le Chott Fejej, depuis Gabès jusqu'au promontoire qui s'avance entre ce chott et le Djérid. Ces reliefs sont constitués par les couches de la Craie moyenne et de la Craie supérieure.

De nombreux fossiles ont été recueillis par la mission Roudaire : « Leur réunion, dit M. Dru, permet de recomposer l'ensemble du système crétacé qui entoure les chotts et dont les affleurements sont à peu près en relation avec les mouvements du sol, c'est-à-dire que, dans la partie centrale de la rive Nord du massif, où les altitudes dépassent 250 à 300 mètres, apparaissent les couches les plus anciennes, les niveaux de l'étage cénomaniens et peut-être de l'Urgo-Aptien⁽³⁾, tandis que, sur les points extrêmes, on a des couches plus élevées dans la série géologique⁽⁴⁾. Le soulèvement qui a donné naissance à l'immense brisure dans laquelle se sont formées ces grandes sebkha — et qui, dans sa disposition orographique, affecte, comme le pays de Bray, la forme d'une boutonnière — a atteint son maximum d'expansion entre le Djebel Kebiriti et le Djebel Aidoudi. »

Quant au seuil de Gabès, M. Pomel avait déjà constaté, en 1877, qu'il était

⁽¹⁾ Printemps de 1885 (renseignements ajoutés avant la publication).

⁽²⁾ E. Roudaire. — Rapport à M. le Ministre de l'Instruction publique sur la dernière expédition des chotts, 1881.

⁽³⁾ *Albien* de Péron.

⁽⁴⁾ Craie supérieure.

encadré et modelé par le terrain crétacé, mais qu'en réalité il était formé par un dépôt d'atterrissement diluvien. Le seuil même « constitue, dit ce géologue⁽¹⁾, une colline dirigée Nord-Sud, qui reproduit très probablement un relief souterrain du terrain crétacé, allant du Djebel Dissa au Djebel Mida ».

Les sondages de M. le commandant Roudaire ont vérifié qu'en effet, le terrain crétacé figurait, à l'aplomb de la barre de Gabès, un chaînon sous-jacent, formé par des alternances de calcaires cristallins blancs et de marnes, et recouvert par une certaine épaisseur d'atterrissement. Des coupes géologiques, dressées longitudinalement et transversalement par M. Dru, donnent l'allure de ce chaînon souterrain, lequel s'élève, même au point le plus déprimé du col, à 14 mètres environ au-dessus de la mer (l'altitude de la surface d'atterrissement étant, en ce point, de 47^m,37).

§ 2. LA RÉGION DES DAYA.

La région des Daya forme, au Nord du haut Sahara, une sorte de trait d'union, tant entre les deux bassins d'atterrissement qu'entre les deux bassins hydrographiques de l'Est et de l'Ouest du Sahara algérien (pl. IV).

Cette région occupe une zone demi-circulaire, large d'une centaine de kilomètres, contournant la partie Nord du plateau du Mzab, et séparant ce plateau, d'une part, au Nord-Ouest, du massif du Djebel Amour, d'autre part, au Nord, du plateau d'El-Djoug (ou d'El-Djourf).

Elle ne laisse pas que d'être assez complexe au point de vue orographique.

Une chaîne surbaissée et sensiblement parallèle à l'Atlas limite au Sud-Est le bassin de l'Oued Djeddi. Ce bourrelet irrégulier présente son point culminant à l'Est de Laghouat (planche X, fig. 3), aux environs d'Ogla Mdaguine (930 mètres). Il se dirige, en s'abaissant, vers l'Est-Nord-Est, et comprend le plateau d'El-Djoug, lequel se trouve en saillie. Se poursuivant dans l'autre sens, il barre la plaine au Sud de Laghouat, son faite, de ce côté (pl. XI, fig. 1), étant aux environs du Ras Chaab (842 mètres).

Le versant méridional du bourrelet est en pente générale vers le Sud-Est, et présente lui-même en son milieu une zone déprimée, qui descend également vers le Sud-Est, entre les plateaux du Mzab et du Djoug, et qui poursuit dans la même direction, pour aller aboutir, dans le bas Sahara, à la région intermédiaire entre les bas-fonds de l'Oued Rir' et de Ouargla. Le versant considéré vient mourir, au Sud-Ouest, sur le plateau du Mzab, qui figure de ce côté une sorte de promontoire en relief, lequel s'avance vers le Nord-Ouest, et de part et d'autre duquel les pentes de la surface obliquent, à l'Ouest, vers l'Oued Loua, et à l'Est, vers l'Oued en-Nessa⁽²⁾.

⁽¹⁾ A. Pomel. — *Géologie de la province de Gabès et du littoral oriental de la Tunisie (Association française pour l'avancement des sciences, 1877)*.

⁽²⁾ Voir l'*Hydrologie du Sahara algérien* (1^{re} Partie).

... Ceci posé, la région des Daya comprend deux parties différentes, à la fois au point de vue orographique et au point de vue géologique, savoir : le bourrelet saillant, situé au Nord-Ouest, et la zone déprimée, située au Sud-Est.

I. LA PARTIE OCCIDENTALE DE LA RÉGION DES DAYA.

... La partie occidentale de la région des Daya est celle que traverse l'itinéraire de notre mission, de Laghouat à El-Goléa. Bien qu'elle ait déjà été décrite par Ville⁽¹⁾, je donnerai sur elle quelques renseignements complémentaires.

Le bourrelet saillant, mais surbaissé, qu'elle figure présente uniformément des terrains d'atterrissement sables — et poudingues, plus ou moins agglutinés par des calcaires d'eau douce — lesquels forment un encroûtement général à la surface. Il est probable, d'ailleurs, que cette saillie de la surface d'atterrissement correspond à un relief souterrain des terrains crétacés, qui règnent avec continuité en profondeur, entre le Djebel Amour et le Mزاب (pl. XI, fig. 1).

... Au Nord-Est, la nature du sol change, et les calcaires du Suessonien affleurent, d'après Tissot⁽²⁾, à la surface du plateau du Djouf.

Notre itinéraire, au Sud de Laghouat, franchit au Ras Chaab le bourrelet en question.

Sur le versant septentrional, nous avons remonté la partie supérieure du cours d'un des affluents de l'Oued Djeddi, l'Oued bou-Trekfine, dont les berges ont une quinzaine de mètres au point où nous nous y sommes engagés.

... Sur le versant méridional, nous avons descendu l'Oued Nili sur la plus grande partie de sa longueur, qui n'est guère que d'une cinquantaine de kilomètres (voir, pl. IX, fig. 1, la carte géologique de l'Oued Nili, à l'échelle de $\frac{1}{160000}$).

... C'est une vallée sèche, dont le lit ne coule que de loin en loin, en cas de pluie, se remplissant alors et se vidant en quelques heures. Les affluents portent de fortes traces d'érosion; mais il semble qu'arrivées dans le sillon principal, les eaux s'étalent et perdent leur vitesse. Le lit offre un limon argilo-sableux, dont la surface plane est à peine ravinée sur quelques centimètres; il est garni de touffes épaisses et vert sombre de *remets*. Ça et là se trouvent des *meghader*, bas-fonds de forme variable, généralement allongés, fermés de toutes parts, aux bords raides et parfois verticaux : après les crues, l'eau se conserve quelque temps dans ces réservoirs naturels, dont le fond est tapissé d'argile.

L'Oued Nili présente des élargissements et des rétrécissements successifs. Le lit proprement dit a, en moyenne, 500 mètres de largeur, aux environs de la citerne de Nili. Les berges, à pentes raides ou douces, suivant les courbes, ont, au plus, 5 à 6 mètres de haut.

Ce sillon d'érosion est entaillé dans la carapace du plateau. A 15 kilomètres

⁽¹⁾ L. Ville. — Exploration géologique du Mزاب, du Sahara et de la région des steppes de la province d'Alger, 1867.

⁽²⁾ J. Tissot. — Carte géologique de la province de Constantine et du cercle de Bou-Saâda, 1881.

en aval de la citerne de Nili, il se met à diminuer graduellement de largeur et de hauteur. Aux rochers de Bosfaï, ce n'est plus qu'un petit chenal d'une cinquantaine de mètres, serpentant à la surface (fig. 1); sa profondeur devient

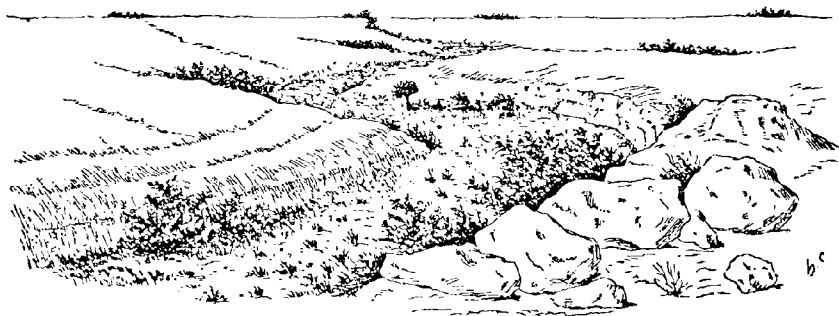


Fig. 1.

Cours inférieur de l'Oued Nili (d'après un croquis de M. Barois). — Vue prise en regardant le Sud.

bientôt presque nulle, et il ne se distingue plus guère alors que par le limon et la végétation du lit, opposés aux rocailles et à la nudité des rives. Puis il s'élargit brusquement, se bifurquant et laissant entre ses bras des îlots à peine distinguables : l'embouchure figure ainsi un grand delta, de 2,600 mètres de long et 3 kilomètres environ de large, appelé le Gatour Nili, et terminé par une dépression qui forme le dernier réceptacle des eaux et qu'un relief barre au Sud. Ce delta est fermé aussi latéralement; j'ai vérifié, du côté occidental, que la carapace rocheuse se relevait doucement et séparait le Gatour Nili des Daya El-Keris et Ed-Dhiba.

De même, le Feidh el-Kelba et les autres gouttières parallèles à l'Oued Nili, à l'Ouest, se terminent respectivement à des deltas isolés, et forment autant de bassins fermés.

Les daya qui parsèment toute cette région sont également de petits bassins fermés, mais plus ou moins circulaires; leurs diamètres varient de quelques mètres à un kilomètre et davantage. Par suite des caprices de la surface d'atterrissement et de son encroûtement, les daya ont des formes très variables : tantôt la dépression est à peine visible à l'œil et forme un bassin régulier, se raccordant en pente douce au plateau environnant; tantôt la dénivellation s'accroît, et une série de thalwegs convergent vers le bas-fond.

Parfois on trouve de grandes cuvettes aux flancs abrupts. Telles sont les deux grandes cuvettes de Zebbacha Gharbi et de Zebbacha Chergui, qui atteignent 20 mètres de hauteur et 2 kilomètres de largeur; la seconde reçoit deux gouttières, courtes, mais profondes, l'Oued Zebbacha Chergui et l'Oued Daoura. Au fond de la première sont creusés cinq puits.

Le nom de Zebbacha indique qu'on trouve du plâtre dans cette localité; en effet, le fond de la daya de Zebbacha Chergui est occupé par un dépôt gypseux, dont l'épaisseur au centre, indiquée par un petit forage que j'y ai exécuté, est

de 5 m. 10. Ce dépôt s'explique facilement, si l'on considère que les terrains environnants sont gypsifères et renferment même des niveaux de gypse massif, comme on en voit sur les parois des puits de Zebbacha Gharbi. A leur contact, les eaux de pluies se chargent plus ou moins de ce sel, dont elles apportent peu à peu des quantités croissantes au fond des bassins fermés en question. De plus, quand les eaux inondent la cuvette de Zebbacha Chergui, elles redissolvent jusqu'à saturation les sels antérieurement déposés; puis elles s'évaporent, et il y a de nouveau cristallisation : de minces lits de gypse argileux, interposés dans la masse, témoignent de ces alternatives de dissolution et de cristallisation ⁽¹⁾.

Généralement, les dépressions des *daya* sont garnies d'un limon fin, argilo-sableux, donnant une terre végétale de bonne qualité, et le fond de ces petites cuvettes, formé par les niveaux supérieurs et concrétionnés des atterrissements anciens du Sahara, se trouve relativement imperméable. Grâce à leur sol et à leur sous-sol, grâce surtout aux eaux qu'elles récoltent de temps en temps et à l'humidité qu'elles conservent, les *daya* possèdent une végétation remarquable pour le Sahara et souvent fort belle.

Hormis les oueds et les *daya*, avec leurs alluvions, toute la région est constituée par des atterrissements plus anciens, appartenant au *terrain saharien*. Leur composition est difficile à connaître exactement, à cause de la carapace qui les recouvre, et en l'absence de grandes lignes d'érosion et de sondages profonds : ils comprennent surtout des grès et des sables quartzeux. Les puits de Zebbacha Gharbi ont 9 m. 20, et traversent des couches grossièrement stratifiées de grès, grès argileux, sables, gypses, calcaires tufacés et concrétionnés; le principal niveau aquifère est formé par des sables blancs ou jaunâtres, épais de 50 centimètres, compris entre un banc de grès argileux rouge de 1 m. 50 et des grès blancs durs en bancs de 25 centimètres.

La carapace a une épaisseur variable, mais supérieure, en moyenne, à 10 mètres. Les berges de l'Oued Nili ont une corniche en calcaire concrétionné compact, et un talus en calcaire tufacé tendre, blanc ou rouge, dans lequel sont ouvertes des grottes pittoresques. Les calcaires supérieurs présentent des bancs horizontaux, assez irréguliers, d'une brèche très dure, à éléments rouges et avec ciment rosâtre, et ces bancs sont traversés par un réseau de fentes verticales, que remplit un calcaire brunâtre, lithographique, rubané parallèlement aux parois. Le même calcaire, de dernière formation, forme une couverture, également zonée, en maint endroit de la surface. Parfois on rencontre des veinules de calcite.

Il y a eu réouverture d'un grand nombre de joints. Le plateau, de même qu'un parquet mal assemblé, offre une série de dalles polygonales, dont les interstices sont ensablés. La couverture brune s'écaille et couvre le sol de ses débris à angle vif.

⁽¹⁾ Le plâtre de Zebbacha Chergui, cuit et mouillé, prend bien et durcit bien.

Tous ces calcaires d'eau douce, bréchiformes, rubanés, tufacés, offrent mille variantes. Ils englobent toujours plus ou moins de grains de quartz roulés, visibles à l'œil nu ou au microscope. Quand la proportion de sable augmente, ils passent à des calcaires sableux, à des grès calcaires, etc.

Les calcaires concrétionnés de la carapace empâtent aussi une quantité variable de cailloux plus ou moins roulés, et, par suite de la désagrégation de ces poudingues, la surface est parsemée de rocailles, parmi lesquelles on remarque des grès noirâtres, très fins comme grain et très durs.

Le plateau est faiblement ondulé et, en somme, très uniforme. Pendant les trois premières journées à partir de Laghouat, on traverse des peuplements d'*alfa*, puis on ne voit plus que les *remets*, dont les toques grêles et noueuses parsèment le sol rocailleux.

Çà et là, les *daya* rompent la monotonie générale et font un heureux contraste avec la stérilité environnante : leurs sombres massifs de verdure, éparpillés à la surface fauve du désert, ont souvent été comparés aux taches d'une peau de panthère. On y rencontre de grands et beaux arbres, des pistachiers sauvages (*betoum*), de gros buissons de jujubiers, d'épaisses touffes de fenouil, etc. Dans telle région, il y a ainsi des petites *daya* tous les 100 ou 200 mètres.

Les *daya* cessent à 16 kilomètres environ au Sud de Zebbacha. Les dernières ne sont pas les moins belles : car elles occupent des bassins mieux accusés et recoltent les eaux d'une plus grande superficie.

Au delà, le relief s'aplanit de plus en plus, la végétation disparaît, la *hamada* commence.

II. LA PARTIE ORIENTALE DE LA RÉGION DES DAYA.

La partie orientale de la région des *daya* est moins connue, et c'est à M. Ph. Thomas que je dois les renseignements inédits qui s'y rapportent.

Cette large dépression prend naissance, avons-nous dit, sur le versant méridional de la chaîne surbaissée dont il a été question, et offre une pente générale vers le Sud-Est.

Elle peut se diviser en trois zones, suivant sa largeur.

Au milieu se place la zone la plus déprimée, le détroit d'atterrissement proprement dit. Cette zone médiane est limitée, d'une part, au Sud-Ouest, par une longue ligne de *daya*, qui part de la *Daya Mrarès* et descend vers le Sud-Est, puis vers le Sud-Est-Sud, jusqu'à l'oasis de *Guerara* et, d'autre part, à l'Est, par une ligne semblable de *daya*, qui part de *Moul Adam* et descend vers le Sud, puis vers le Sud-Est, jusqu'aux bas-fonds d'*El Alia* et d'*El Hadjira* ⁽¹⁾. Sur toute cette surface, c'est l'atterrissement qui règne exclusivement, sauf en certains points très limités, où affleurent les couches calcaires sous-jacentes, notam

⁽¹⁾ Voir la carte d'Algérie au $\frac{1}{150000}$.

ment aux Daya Mehari et Chebarek, et entre ces daya et celle de Teboul : ces quelques points se trouvent, d'ailleurs, situés près du bord occidental de la zone d'atterrissement, et ils confinent à la zone mixte dont nous allons parler.

Au Sud-Ouest, il y a lieu de distinguer une seconde zone, dont la surface se relève vers le plateau calcaire du Mzab, en saillie, et qui est de nature mixte, le sol y étant formé tantôt par des terrains sableux d'atterrissement, tantôt par des calcaires du Sénonien ou du Suessonien. Dans cette zone, le manteau d'atterrissement a une épaisseur des plus variables, et très fréquemment il est, pour ainsi dire, troué par les affleurements des couches calcaires; les limites entre les deux formations sont dentelées à l'infini, et, pour traduire leurs caprices, une carte géologique détaillée serait nécessaire. Sur ma carte géologique au $\frac{1}{5000000}$ (pl. IV), je n'ai pu indiquer les choses que par grandes masses.

Quant à ces calcaires qui apparaissent ainsi en maint endroit de la région orientale des daya, ils sont tout différents des calcaires du plateau du Mzab, lesquels sont turoniens, comme nous verrons. Ici c'est un calcaire jaunâtre, tantôt sableux, vacuolaire, ferrugineux, tantôt plus dur, presque compact, dolomitique; ce calcaire, qui est disposé en bancs d'une médiocre épaisseur et bien stratifiés, contient souvent des silex gris en nodules ou en filons irréguliers; les rognons siliceux sont surtout abondants dans les couches supérieures, et celles-ci ont généralement un aspect scoriacé et, par places, une coloration noire : ce sont là les couches les plus fossilifères. MM. Durand et Thomas ont recueilli dans ces niveaux supérieurs une intéressante faunule de Turritelles, de Natices et de Volutes, de Cardium, de Vénus et de Lucines, à tests et moules siliceux, avec de nombreux Polypiers branchus et quelques rares Échinides du genre *Cyphosoma*, — faunule dans laquelle M. Péron n'a pu reconnaître avec certitude aucune forme spécifique connue et qui, d'après M. Thomas, appartient au Sénonien ou plutôt au Suessonien. Quant au substratum, il est difficile d'en parler, vu l'absence d'érosions suffisantes pour en donner de bonnes coupes; à un endroit cependant, dans l'Oued Merirès, M. Thomas a noté des bancs calcaires, formant de véritables collines d'une vingtaine de mètres.

Enfin, à l'Est du détroit central d'atterrissement, il existe une troisième zone, qui est de nature mixte comme la seconde, et qui a été parcourue par Tissot, dans son exploration de Tougourt au Djebel bou-Kahil par Dzioua et le Djouf. Cette troisième zone peut elle-même se subdiviser en deux parties distinctes. D'une part, au Sud de l'Oued el-Athar, la surface s'abaisse rapidement vers Dzioua et Tougourt, au Sud-Est et à l'Est, les calcaires du Sénonien ou du Suessonien affleurant jusqu'aux environs de Dzioua. D'autre part, au Nord de l'Oued el-Athar, la surface se relève vers le plateau relativement élevé du Djouf, au Nord-Ouest, plateau constitué par les calcaires à silex du Suessonien (les mêmes qui règnent, ainsi que nous avons dit, de l'Oued Djeddi au pied du Djebel bou-Kahil); les silex sont abondants, par exemple, du côté d'El-Mengoub. Notons, à Moul Adam, d'après M. le commandant Breton, une roche

coquillière très dure, que les indigènes taillent pour en faire des moulins à bras.

De nombreuses *daya* parsèment les trois zones dont nous venons de parler, sauf du côté du plateau du Djouf, qui n'appartient plus, à proprement parler, à la région des *daya*.

Les unes semblent disséminées d'une manière quelconque à la surface; les autres s'échelonnent suivant des lignes de dépressions. Il y en a aussi bien dans les parties de la région où affleurent les calcaires crétacés ou suessonniens, que dans les parties où règne l'atterrissement sableux. Partout, d'ailleurs, ces cuvettes présentent les mêmes caractères avec les mêmes limons.

Lors du creusement de la citerne de Tilremt, des fouilles profondes ont été faites dans la *daya* de ce nom : sous le limon qui lui sert de terre végétale, se trouvent des sables et grès, qui sont aquifères, et ceux-ci reposent sur un conglomérat qui joue, au fond de la cuvette, le rôle de couche imperméable. Le substratum est calcaire, et le calcaire jaune à fossiles siliceux affleure sur les bords mêmes de la *daya*.

§ 3. LE PLATEAU CRÉTACÉ DU CENTRE DU SAHARA ALGÉRIEN.

Dans ce troisième paragraphe, nous décrirons successivement la hamada entre le Mzab et l'El-Loua, la chebka du Mzab et de Metlili, la falaise d'El-Loua et la chebka du Sud d'El-Hassi.

I. LA HAMADA ENTRE LE MZAB ET L'EL-LOUA.

Les couches crétacées, qui, le long de la lisière méridionale de l'Atlas, plongent au Sud sous les atterrissements, se relèvent en profondeur, et émergent de nouveau dans le désert avec des pentes extrêmement douces. Elles constituent, au milieu du Sahara algérien, un plateau plongeant dans son ensemble à l'E. 30° S., et s'enfonçant sous les atterrissements du bassin du Chott Melrir. La partie orientale de ce plateau est entaillée par les vallées du Mzab, de Metlili, etc., se rendant à l'Oued Mya. Vers l'Ouest, il se relève d'une manière continue et se termine brusquement à la grande falaise d'El-Loua. Entre la tête de ces vallées, d'une part, et cette falaise limite, d'autre part, il forme une bande continue et plane, sur laquelle nous avons cheminé pendant une centaine de kilomètres, du Nord au Sud jusqu'à El-Hassi.

La hamada qui fait suite à la région des *daya* est d'abord une hamada d'atterrissement; puis elle passe insensiblement à la hamada crétacée. Le passage n'est nullement indiqué par le relief: il est masqué par des calcaires concrétionnés, qui encroûtent l'un et l'autre terrain, et dont l'énorme développement est un fait général à la surface du Sahara algérien, particulièrement dans le Nord. Peu à peu, cependant, au milieu des rocailles, on aperçoit des flots, de plus en plus fréquents, de calcaires blanchâtres, dolomitiques, saccharoïdes,

très durs, constituant désormais le plateau et recouverts par une carapace peu épaisse. Ceux-ci sont crétacés et rappellent tout à fait les calcaires turoniens des crêtes de Laghouat.

La hamada offre une uniformité extrême. Elle est plane, sauf quelques reliefs très surbaissés, résultant de l'inégale dénudation des couches. Vers l'Est, dans un certain rayon autour des têtes de vallées, la surface se ravine peu à peu et montre à nu les calcaires crétacés : on observe alors sur le plateau, ainsi qu'en aval, sur les flancs de vallées, de nombreuses fentes au travers des couches calcaires. Celles-ci sont parsemées de géodes de calcite et traversées en tous sens par un réseau de veinules, remplies de calcaires concrétionnés, bruns et rouges, les mêmes qui forment des croûtes sur la plus grande partie du plateau. Ces dépôts concrétionnés se voient également sur les pentes et dans le fond des vallées, où ils empâtent des débris de calcaires et parfois des silex de la Craie, donnant lieu à des brèches et à des conglomérats de toutes sortes.

II. LA CHEBKA DU MZAB ET DE METLILI.

La chebka du Mzab et de Metlili a été décrite par Ville. Notre itinéraire y pénètre à Aïn Massin, mais en sort aussitôt. Le plateau crétacé est entaillé de ce côté par une série de vallées plus ou moins parallèles, qui ont leur pente dirigée, en moyenne, vers l'E. 30° S., comme les couches géologiques et comme le plateau lui-même; les mêmes vallées poursuivent, au delà, sur le plateau d'atterrissement qui forme le prolongement du plateau crétacé vers l'Est-Sud-Est, et elles l'entaillent à son tour. Telles sont, du Nord au Sud, l'Oued en-Nessa, l'Oued Mzab, — au fond desquelles sont situées les oasis de la confédération du Mzab, Berrian, Ghardaïa, Melika, Beni-Isguen, Bou-Noura, El-Ateuf, — puis l'Oued Metlili, avec le village de ce nom, aux Chaamba Berazga. Il y a ensuite l'Oued Mask, où se trouvent les sources d'Aïn Massin, l'Oued Goullaban, l'Oued el-Gaa; mais ces vallées-ci n'arrivent pas jusqu'au plateau d'atterrissement.

L'oasis de Guerara, qui est également comprise dans la confédération du Mzab, fait exception comme situation géologique, et elle occupe une dépression dans les terrains d'atterrissement : elle appartient à la partie orientale de la région des daya ⁽¹⁾.

Non loin de Guerara, M. Durand a constaté que le plongement des couches crétacées sous les terrains d'atterrissement devenait appréciable à l'œil. Mais généralement leur plongement est imperceptible : ainsi, d'Aïn Massin à Metlili,

⁽¹⁾ L'itinéraire de Ville, en 1861, va de Ouargla à Laghouat, en passant par Guerara, Metlili et Berrian; il laisse de côté, au Nord-Est, la plus grande partie de la région orientale des daya, et qui n'a été explorée que postérieurement, en 1875, par M. Thomas, et c'est d'après les indications de ce dernier que j'ai modifié de ce côté, sur ma carte géologique (pl. IV), les contours de la carte géologique de Ville.

sur une distance de 40 kilomètres du Nord-Ouest au Sud-Est, il n'est que de 2 p. 100 en moyenne.

La hauteur, assez variable, des vallées du Mزاب n'atteint pas 100 mètres. Leur largeur est parfois de plusieurs kilomètres. Les formations encaissantes comprennent des calcaires, et, au-dessous, des marnes. Les calcaires, généralement dolomitiques, constituent le plateau et le haut des berges; leurs couches comprennent entre elles des bancs ou des amas aplatis de gypse. Des bancs de gypse interstratifiés se font surtout remarquer dans le massif des marnes sous-jacentes, où se trouvent, de plus, des calcaires, des calcaires marneux et des grès subordonnés; ces marnes se montrent au bas des berges, et la plupart des puits creusés au fond des vallées y pénètrent.

Dans le centre même du Mزاب, la partie apparente des berges est entièrement calcaire. Mais en remontant les vallées vers l'Ouest, on voit les marnes sur une hauteur croissante. En effet, la pente des thalwegs se trouve inférieure au plongement des couches, de telle sorte que la profondeur des vallées augmenterait vers l'amont, si l'épaisseur des calcaires ne diminuait pas notablement (par suite de la dénudation dans cette direction) à mesure qu'on s'approche de la limite occidentale des terrains crétacés du Sahara algérien. Du moins, les vallées restent profondes et abruptes jusqu'à leur origine, où elles offrent des ravins à pic.

La vallée de l'Oued Mask, à la tête de laquelle sont situées les sources d'Aïn Massin, est un bon type des vallées de *chebka* (fig. 2). On trouvera (pl. XII,

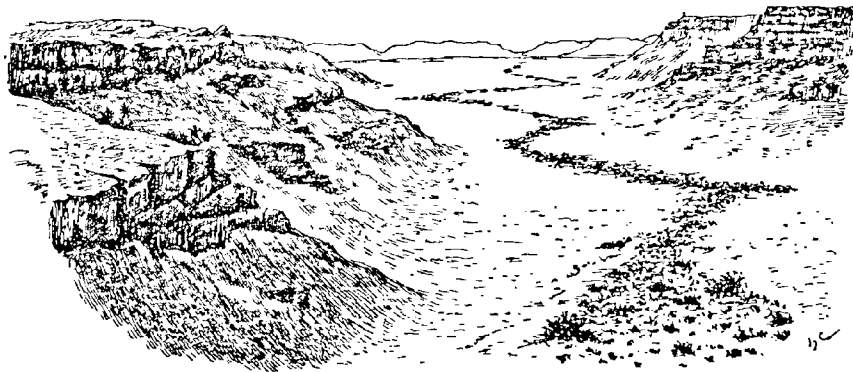


Fig. 2.

Aïn Massin et la vallée de l'Oued Mask (d'après un croquis de M. Barois). — Vue prise en regardant le Sud.

fig. 1, 2 et 3) des coupes géologiques détaillées des berges de cette vallée, dans les environs d'Aïn Massin. Les berges ont une hauteur totale de 80 mètres, et présentent un couronnement calcaire de 20 mètres, qui surmonte un talus marneux de 60 mètres. Le couronnement est formé de gros bancs, de 1 à 5 mètres, terminés par des pans verticaux. Les calcaires sont dolomitiques, saccharoïdes, très durs; l'analyse n° 1 (voir le tableau d'analyses annexé à la fin du rapport géologique) donne la composition d'un de ces calcaires dolomitiques.

Le fond de la vallée de l'Oued Mask est occupé par une brèche, où des fragments de calcaires crétacés aux couleurs variées, rouges, jaunes, verts, sont pris dans un ciment concrétionné rose, plein de petits grains de quartz roulés. Cette brèche forme de fort beaux dallages le long du ruisseau. Elle remonte latéralement sur le bas des talus, où ses éléments deviennent de plus en plus gros, et où parfois elle se distingue à peine des éboulis calcaires, entassés sur les flancs des berges.

La vallée et ses ramifications découpent à angle droit le plateau horizontal, et celui-ci poursuit de niveau jusqu'au bout des promontoires effilés qui s'avancent en certains endroits, tels que le cap de Sidi-Menad. Entre les berges opposées se dressent des îlots rocheux, ou *mehasser*, dont les plates-formes supérieures sont aussi sur le même plan que le plateau environnant. On dirait des vallées de fracture ou d'écartement, c'est-à-dire des cassures ouvertes, dont les *mehasser* seraient les esquilles.

Mais ce n'est qu'une apparence; il n'y a pas eu là ouverture, mais excavation, et ces vallées de la chebka, — qui deviennent fort larges à certains endroits et comprennent des plaines étendues, — ont été creusées par des eaux courantes, comme presque toutes les vallées. Il est vrai néanmoins que leurs traits fondamentaux ont été dessinés par des cassures: ainsi s'explique la disposition coudée et en zigzag des vallées sur le plateau crétacé (laquelle fait contraste avec la disposition serpentante des mêmes vallées en aval, sur l'atterrissement, là où elles sont uniquement dues à l'érosion par les eaux).

En effet, les couches présentent un système réticulé de fissures, que j'ai pu observer avec une netteté extrême, à la surface nue et polie des hamada crétacées du Sud du Sahara algérien. C'est ce qui explique l'état fragmentaire et l'aspect ruiné des pans rocheux qui couronnent les berges des vallées, et l'inspection de ces couronnements calcaires montre que les fissures considérées sont généralement verticales et perpendiculaires à la stratification. En outre, il existe de grandes fentes dans les calcaires dolomitiques de la chebka; ainsi nous verrons que Ville a signalé près de Bou-Noura l'existence d'un cours d'eau souterrain qui coulerait au travers des crevasses du massif calcaire.

Les bancs se correspondent régulièrement d'une berge à l'autre des vallées. Nulle part, à ma connaissance, on n'observe de faille de quelque importance. Les cassures qui cisailent ainsi les couches crétacées du Sahara sont des fissures par brisement sans rejet, des *diaclasses*, comme les appelle M. Daubrée.

Ce sont ces diaclasses qui ont esquissé les vallées de la chebka. Elles ont guidé les eaux, donné lieu aux premières rigoles et déterminé les lignes d'érosion. Puis les eaux étant drainées par les canaux déjà tracés, il y a eu excavation, approfondissement et élargissement graduels. Il y a eu ensuite éboulement sur les bords, les blocs se détachant suivant les fissures des couches: d'où les profils accentués des escarpements et les angles vifs de leurs crêtes.

Les fossiles sont rares au Mzab et généralement trop frustes pour être déter-

minables spécifiquement. Cependant MM. Durand et Thomas sont arrivés à en recueillir un certain nombre en état suffisant de conservation.

Au Ras Soudane et au Ras Maboula, entre Ghardaya et Berrian, M. Thomas a découvert des gisements fossilifères dans l'étage marneux inférieur, au-dessous des calcaires dolomitiques, et, parmi les échantillons récoltés, M. Péron a pu reconnaître plusieurs espèces cénomaniennes. Dans le même étage inférieur, M. Durand a trouvé ailleurs l'*Ostrea Mermeti*, si abondante dans le Cénomaniens du Djebel bou-Kahil.

Quant au massif superposé des calcaires dolomitiques, il est caractérisé par des Rudistes, dont MM. Durand et Thomas ont reconnu deux niveaux distincts entre Beni-Isguen et El-Ateuf, sur les berges de l'Oued Mzab, l'un vers le bas des escarpements ou à mi-hauteur, l'autre tout à fait à la crête : ce sont des bancs de calcaires dolomitiques, blancs ou jaunâtres, saccharoïdes, excessivement durs, pétris d'Hippurites et de Radiolites. Enfin ces géologues ont recueilli des Rudistes et un *Cyphosoma*, empâté dans les calcaires dolomitiques du même étage, entre Berrian et la daya de Tilremt, dans l'Oued Settafa.

D'après ces quelques indications paléontologiques, l'étage des calcaires dolomitiques du Mzab est turonien, et l'étage des marnes gypseuses sous-jacentes est cénomaniens : c'est ce que devait faire supposer leur identité minéralogique avec le Turonien et le Cénomaniens de l'Atlas, et c'est ce que démontre leur équivalence stratigraphique avec le Turonien, également calcaire, et le Cénomaniens, également marno-gypseux, de la région d'El-Goléa.

III. LA FALAISE D'EL-LOUA.

La falaise d'El-Loua dessine la ligne de relief la plus importante du Sahara algérien. Elle est Nord-Sud, et se trouve à peu près sur le méridien de Laghouat. Sa longueur est de 75 kilomètres environ. Sa hauteur est d'au moins 200 mètres près d'Aïn Massin, au point où a été prise la coupe générale donnée par la figure 4 de la planche XII.

D'une part, la falaise d'El-Loua limite, à l'Ouest, le plateau crétacé, qui se relève d'une manière continue jusqu'à la crête de l'escarpement; de l'autre, elle borne, à l'Est, une immense plaine d'atterrissement, qui descend en pente douce depuis le pied de l'Atlas oranais : en grand, on peut dire que c'est un ressaut entre deux plans étagés et parallèles, l'un en calcaires crétacés, l'autre en terrains sableux d'atterrissement (voir pl. X, fig. 4).

Précipice, quand on vient de l'Est, muraille à pic, quand on vient de l'Ouest, l'escarpement ne peut être descendu ou monté que par les ravins abrupts et encaissés qui l'échancrent.

A l'Ouest, les couches crétacées qui affleurent sur les flancs de la falaise ont été enlevées par les grandes dénudations qu'a accompagnées le dépôt des terrains de transport anciens (atterrissements anciens), pendant l'époque



Fig. 3.

La falaise et la vallée d'El-Loua, près d'Aïn Massin (d'après un croquis de M. Barois). — Vue prise en regardant le Sud.

pliocène, et la falaise marque approximativement la limite où se sont arrêtées ces dénudations successives. Il en est résulté une ligne saillante, qui a guidé le cours des eaux postérieures, pendant l'époque quaternaire, et donné lieu, la pente étant suffisante, à des érosions longitudinales : d'où la gouttière de l'Oued Loua.

La falaise et la gouttière d'El-Loua prennent naissance à une demi-journée environ au Sud-Ouest de Zebbacha, en même temps que le plateau crétacé émerge de l'atterrissement. La hauteur totale est d'une centaine de mètres aux ravins de Chaab Rashou, où M. Pomel a franchi cette ligne de relief. Elle est de 200 à 250 mètres près d'Aïn Massin (fig. 3), là où la falaise présente la grande échancrure que la carte indique (pl. II), et par laquelle nous sommes descendus pour nous rendre dans le bas-fond. L'El-Loua continue jusque vers le parallèle d'El-Hassi, où cesse le plateau continu qui sépare les atterrissements du Sahara oranais, à l'Ouest, et la chebka du Mzab, à l'Est.

En dressant des coupes géologiques générales au travers de ces régions, telle que la coupe donnée par la figure 4 de la planche X, on voit que les couches crétacées dessinent, dans la partie centrale du Sahara algérien, un grand bombement à faible courbure, et plongent, d'une part, au Sud-Est et, d'autre part, au Nord-Ouest. La falaise d'El-Loua représente une coupe naturelle et oblique de ce bombement, dont le versant oriental est seul visible ou à peu près. Le long de l'El-Loua, il y a interruption des couches crétacées, qui vers l'Ouest sont dénudées et cachées par l'atterrissement; mais après avoir plongé vers le Nord-Ouest, elles se relèvent bientôt dans cette direction et se relient, sous le manteau d'atterrissement, aux terrains crétacés de Djebel Amour, lesquels plongent vers le Sahara.

La falaise considérée, dont les figures 5 et 6 de la planche XII donnent des coupes à moins petite

échelle, est semblable aux berges de l'Oued Mask près d'Ain Massin : couronnement calcaire de 20 mètres et talus marno-gypseux de 60 mètres. A la base de ce talus s'étalent des terrains de transport, avec galets roulés, dont la grosseur peut dépasser un mètre cube. Quant à la gouttière même de l'Oued Loua, elle est creusée dans ces terrains de transport, et elle serpente entre deux grandes terrasses étagées. Nous nous sommes rendus au bord de la seconde terrasse, au point α (pl. XII, fig. 5) : à nos pieds s'étendait vers l'Ouest une plaine d'alluvions limoneuses, descendant en pente douce vers le thalweg, assez vague, de l'oued; en face, nous apercevions les terrasses opposées de la rive droite et sans doute, dans le lointain, les berges de l'Oued Zergoun; au Sud-Ouest, des dunes de sable attiraient le regard. Derrière nous, dissymétrie complète : la falaise se dressait avec son profil accusé et ses flancs dentelés, semblant gigantesque à nos yeux habitués aux horizons des plateaux sahariens.

La distance du lit de l'Oued Loua à l'escarpement crétaé est généralement moindre que ne l'indique la figure 4 (pl. XII); car cette coupe a été prise vis-à-vis du principal ravin qui échancre la falaise; au Sud de ce rentrant, le bord du plateau figure une sorte de grand cap, visible au loin.

L'Oued Loua est en pente continue vers le Sud et aboutit à la dépression fermée de Dayet Tarfa.

IV. LA CHEBKA DU SUD D'EL-HASSI.

Les vallées précédentes de la chebka du Mzab et du Metlili remontent vers l'Ouest non loin de la falaise limite d'El-Loua : ainsi entre la tête de l'Oued Goullaban et le fond de la grande échancrure dont il vient d'être question, la hamada n'a guère que 10 kilomètres de largeur. Les vallées situées plus au Sud remontent davantage encore vers l'Ouest et arrivent à traverser de part en part la hamada : c'est ainsi qu'au Sud d'El-Hassi, la chebka se poursuit jusqu'à la limite occidentale de la formation crétaée, qu'elle découpe alors en tous sens, de manière à n'en plus laisser que des témoins isolés et épars.

La région traversée par notre itinéraire entre El-Hassi et la sortie de l'Oued Ter'ir est l'objet d'une carte géologique à l'échelle de $\frac{1}{160000}$ (pl. IX, fig. 2), et d'une série de coupes géologiques (pl. XIV, fig. 1, et pl. XV, fig. 1 à 9).

Une carte géologique spéciale, à l'échelle de $\frac{1}{40000}$ (pl. XIII, fig. 1), est consacrée aux environs des puits d'El-Hassi, lesquels sont creusés dans la petite vallée de l'Oued Sobti, tout près de son origine. Les berges offrent en ce point des contours très arrondis. Sur leurs flancs affleurent de gros bancs de calcaires turoniens, blancs, saccharoïdes ou finement grenus, très durs; l'analyse n° 2 (voir le tableau d'analyses annexé à la fin du présent rapport) donne la composition de ces calcaires et montre qu'ils sont dolomitiques.

On voit très bien ici le réseau des veinules qui traversent en tous sens les calcaires crétaés et sont remplies de calcaires concrétionnés bruns ou rouges.

De plus, les calcaires concrétionnés forment çà et là des croûtes à la surface, et ils empâtent des fragments crétacés, éboulés sur les pentes et dans le fond de la vallée; mais ces brèches sont souvent difficiles à distinguer des calcaires crétacés en place, tellement ceux-ci sont criblés de veinules concrétionnées. Les mêmes concrétions englobent aussi des silex peu roulés, qui proviennent de la dénudation des étages supérieurs de la Craie, et dont on rencontre de beaux conglomérats sur les flancs de l'oued.

La brèche, sans doute quaternaire, du fond de la vallée est recouverte par une faible épaisseur de limon, et celui-ci par un travertin gypso-calcaire récent. Ces dépôts successifs ont été ravinés par le ruisseau de l'Oued Sobti, où leur superposition apparaît clairement, et le long duquel j'ai relevé la série des coupes géologiques n° 1 à 6, données par la figure 2 de la planche XIII.

Sous le travertin, j'ai découvert, en compagnie de M. Jourdan, un gisement de silex taillés, par lequel passe la coupe détaillée de la figure 3 (pl. XIII) ⁽¹⁾.

Vers l'aval, la vallée de l'Oued Sobti augmente rapidement de profondeur;

⁽¹⁾ *Gisement de silex taillés d'El-Hassi.* — Un des puits supérieurs d'El-Hassi est creusé dans le lit même du ruisseau. En ce point, la berge droite est verticale et a 2 mètres. Elle montre le limon nettement recouvert par le travertin. A la partie supérieure du limon, c'est-à-dire au niveau de la surface de l'ancien sol, se présente un lit de sables quartzeux, identiques aux sables des dunes, avec de petits fragments de calcaire concrétionné (dus sans doute aux infiltrations des eaux qui ont déposé le travertin au-dessus). C'est à ce niveau que nous avons trouvé, M. Jourdan et moi, des silex incontestablement taillés de main d'homme; ils sont en place et entièrement pris dans la couche sableuse. Nous en avons recueilli sur une longueur de 30 mètres, en suivant l'affleurement et en pratiquant de petites sous-caves sous le travertin. L'épaisseur du travertin superposé est de 0 m. 60 au bord du ruisseau; elle peut atteindre 1 m. 50 au maximum. Le dépôt occupe toute la largeur de la vallée, soit à peu près 500 mètres; en aval, il suit le thalweg, se rétrécit et cesse à 1,500 mètres environ plus loin. Ce dépôt de source est de l'époque actuelle; la durée nécessaire à sa formation peut n'avoir pas été longue, même si on la rapporte aux temps historiques.

Le travertin d'El-Hassi ne m'a pas offert de coquilles subfossiles. J'y ai rencontré des chaumes de graminées, ayant laissé leur trace en creux dans le dépôt calcaire.

Le travertin gypso-calcaire comprend plusieurs nappes distinctes. Vers le bas, il est tufacé, très caverneux, blanc grisâtre et argileux; vers le haut, il est compact, finement caverneux, brunâtre. L'analyse n° 11 rend compte de la première variété, qui contient 33 p. 100 d'argile, et l'analyse n° 12 de la seconde, qui représente le dépôt à peu près pur: on voit qu'il renferme 55 p. 100 de carbonate de chaux et 30 p. 100 de sulfate de chaux. Cette composition montre l'analogie des eaux de source qui ont déposé ce travertin avec les eaux des petites nappes d'infiltration qui sont renfermées dans les couches crétacées sous-jacentes et qui alimentent actuellement les puits d'El-Hassi.

L'ancienne source d'El-Hassi a entièrement disparu. Les puits actuels sont creusés en contre-bas du point où elle émergeait. Dans les puits supérieurs, l'eau se tient à 6 mètres environ de profondeur. Le niveau hydrostatique a donc sensiblement baissé dans cette localité, et cela depuis que le Sahara est habité par l'homme.

Incidentement, à propos d'El-Hassi et de son gisement de silex taillés, je rappellerai que la surface du désert est, dans beaucoup de régions, littéralement semée de silex taillés, pointes de flèches, débris de faille, etc., et je ferai remarquer que les matières premières à l'aide desquelles ces outils étaient fabriqués n'ont pas été, en général, apportées de loin, mais se rencontrent abondamment au Sahara même, en maintes régions. Il y a beaucoup de silex bruts, en place, dans les couches suessoniennes et dans certaines couches crétacées du Sahara; il y a souvent aussi des silex remaniés, soit dans les conglomérats quaternaires, comme à El-Hassi, soit dans les alluvions, comme à Ouargla, etc.

elle s'encaisse entre des flancs calcaires, puis elle entaille les marnes sous-jacentes, et continue entre des berges partie turoniennes et partie cénomaniennes.

Notre itinéraire (pl. IX, fig. 2), allant droit au Sud, descend d'abord cette vallée, et s'engage ensuite dans une découpure latérale, dont il remonte le thalweg. Mais ce dernier thalweg, après avoir été en pente vers l'Oued Sobti, au Nord, change de sens au petit col de Teniet el-Melah, et, au delà, se trouve en pente vers le Sud : c'est alors l'Oued Djedari, qui poursuit dans la même découpure. Les couches encaissantes offrent ici un plongement accidentel de 5 p. 100 vers l'Est-Sud-Est, ainsi que l'indiquent la figure 1 de la planche XV, prise à 100 mètres en aval du col, et la figure 2, prise avant le débouché de l'Oued Djedari dans la plaine de Dayet el-Aref.

L'Oued Sobti et l'Oued Djedari, après avoir été séparées par un relief rocheux, débouchent dans la même plaine, où les deux thalwegs poursuivent sans se confondre; le second rejoint, à Dayet el-Aref même, un autre thalweg venant du Nord-Ouest, l'Oued Sareg en Naga. Cette vaste plaine est ouverte à l'Ouest, où se trouvent quelques mehasser isolés, et elle communique largement de ce côté avec Dayet Tarfa et la dépression de l'Oued Lona. Quant aux lignes d'escarpement qui, vues par projection, semblent fermer la plaine des autres côtés, elles ne sont pas continues, en réalité, et une série de découpures plus ou moins larges divisent le plateau environnant en massifs distincts, d'importance variable.

L'Oued Sobti et l'Oued Sareg en Naga continuent, dans de semblables découpures, vers le Sud-Est. La plaine de Dayet el-Aref communique au Sud avec la vallée de l'Oued Zaïti, à l'entrée de laquelle se dressent deux mehasser accouplés appelés Toumiat, les *Jumeaux* (fig. 4), et qui est séparée de l'Oued



Fig. 4.

Les Toumiat, à l'entrée de l'Oued Zaïti (d'après un croquis de M. Barois). — Vue prise en regardant le Sud.

Sareg en Naga par le grand mehasser Ben-Kachkach. La figure 3 de la planche XV donne une coupe de cette vallée de l'Oued Zaïti.

Enfin l'Oued Zaïti, l'Oued Sareg en Naga et l'Oued Sobti se rendent toutes trois dans Dayet Zoubia, large bas-fond, flanqué d'escarpements rocheux, où aboutit encore l'Oued Domran, venant du Nord-Est.

On passe de l'Oued Zaïti dans l'Oued Ter'ir par le col de Teniet el-Anez, qui est aussi formé par une découpure, mais moins profonde, du plateau, et dont les figures 4 et 5 de la planche XV donnent les coupes longitudinale et transversale.

La vallée de l'Oued Ter'ir se dirige d'abord vers le Sud. C'est une large

plaine, nettement limitée à l'Est, mais ouverte à l'Ouest et communiquant avec Dayet bou-Fakroun, qui communique elle-même avec Dayet Tarfa, etc. (pl. II); il n'y a, comme reliefs, de ce côté de la plaine, que quelques mehasser isolés, tels que El-Aoud, Guelib el-Bekhenga, Bou-Aïcha. Le thalweg fait ensuite un coude vers l'Est, puis vers le Sud-Est; les découpures latérales diminuent d'importance, et à partir du mehasser Sanoun, on a une véritable vallée, comprise entre deux berges continues : telle est l'Oued Ter'ir à Hassi Charef.

Une description détaillée de la région déchiquetée qui précède serait impossible; mais la coupe générale d'El-Hassi à Hassi Charef, longue de 55 kilomètres (pl. XIV, fig. 1), en donne une idée. Tantôt c'est un plateau divisé en massifs distincts; tantôt c'est une plaine d'alluvion, de laquelle émergent çà et là quelques témoins isolés. Les reliefs rocheux n'indiquent plus le système des vallées. Cols et vallées ont une importance comparable.

Le profil des escarpements ne cesse d'appartenir au même type : couronnement calcaire et talus marneux. La hauteur maxima se voit sur le flanc gauche de l'Oued Ter'ir, un peu au Sud de Teniet el-Anez; elle y atteint 120 mètres, dont 20 mètres de calcaires turoniens, 60 mètres de marnes cénomaniennes, avec gypses interstratifiés, calcaires et grès subordonnés, et, au bas de la pente, 40 mètres de brèche quaternaire. La figure 6 de la planche XV donne la coupe détaillée de cet escarpement. On remarquera les trois bancs de gypse, de 2, 3 et 5 mètres, à la partie supérieure des marnes, et le quatrième à la partie inférieure; je les ai suivis très nettement sur plus de 12 kilomètres de longueur, leurs tranches blanches se détachant sur le fond vert sombre des marnes.

Le couronnement calcaire affecte, par suite de la régularité des couches et de leur état fragmentaire, des formes qui étonnent et semblent parfois dues à la main de l'homme. On dirait les assises d'une muraille, ou les marches d'un escalier, ou les ruines d'un monument, d'un fort, etc. Le mehasser Guelib el-Bekhenga, par lequel passe la coupe donnée par la fig. 7 de la pl. XV, se dresse comme une gigantesque tour, qui défendrait la vallée de l'Oued Ter'ir (fig. 5).

De légères ondulations, dues aux ploiements des couches, s'observent le long des lignes d'escarpement. Ainsi Dayet Zoubia semble occuper non seulement le point le plus bas de ce groupe de vallées, mais encore le fond d'une petite cuvette locale, dessinée par les couches crétacées (voir pl. XI, fig. 1, la coupe géologique de Laghouat à El-Goléa).

Toutefois la plupart des ondulations et des plongements qui attirent l'attention tiennent à des affaissements locaux des calcaires supérieurs sur les marnes sous-jacentes, affaissements d'autant plus fréquents que la formation est plus déchiquetée. J'ai noté plusieurs mehasser à plates-formes penchées.

Parfois d'énormes blocs des calcaires supérieurs sont tombés dans la vallée, où ils émergent des alluvions. Tel est, par exemple, le rocher qui se trouve au pied du Guelib el-Bekhenga (pl. XV, fig. 7); j'y ai rencontré un banc fossilifère. Un autre rocher éboulé se trouve dans l'Oued Zaiti, etc.

D'une manière générale, les flancs des escarpements sont recouverts d'éboulis calcaires, plus ou moins cimentés par des concrétions ultérieures; souvent l'on voit de grandes tables crétacées faire saillie au-dessus de ces brèches quaternaires (pl. XV, fig. 1).

La figure 8 de la planche XV donne la coupe générale de l'Oued Ter'ir par Hassi Charef; en ce point, la vallée a 2 kilomètres de large et 100 mètres de haut, dont 60 mètres en calcaires, à la partie supérieure, et 40 mètres en marnes, à la partie inférieure.

La figure 9 de la planche XV donne la coupe détaillée de l'escarpement au pied duquel se trouve le puits d'Hassi Charef.

Si l'on compare ces coupes aux coupes précédentes de l'Oued Ter'ir, prises en amont, près de Teniet el-Anez, on verra qu'à Hassi Charef, le contact des calcaires turoniens et des marnes cénomaniennes est sensiblement plus bas par rapport au fond de la vallée, ce qui tient au plongement des couches vers l'Est-Sud-Est; de plus, on constatera que l'épaisseur des calcaires supérieurs augmente dans cette direction, la dénudation diminuant, quand on passe de la région déchiquetée au plateau continu.

L'Oued Ter'ir, à partir d'Hassi Charef, se poursuit, de même, encaissée entre des berges continues, et se dirige, en décrivant des zigzags, vers l'E. 30° S. Le plongement général des couches, qui atteint ici 0 m. 5 p. 100 (pl. XI, fig. 1), continue à être supérieur à la pente du thalweg, laquelle est, en moyenne, de 0 m. 15 p. 100. Par suite, la hauteur et la largeur de la vallée diminuent graduellement vers l'aval.

A la base de l'escarpement, le talus marneux devient de moins en moins important, et finalement il disparaît sous les alluvions de la vallée, un peu avant Bir-Rekaoui; les berges sont alors entièrement calcaires: elles ont

60 mètres. Puis la série des couches calcaires s'enfonce à son tour; à 7 kilomètres environ en aval d'Hassi el-Hadadia, au point où est prise la coupe



Fig. 5.

Le Guelib el-Bekhengga et la vallée de l'Oued Ter'ir (d'après un croquis de M. Barois). — Vue prise en regardant le Nord.

donnée par la figure 10 de la planche XV, la hauteur des berges n'est plus que de 42 mètres et la largeur de la vallée de 300 mètres. Ce n'est plus ensuite qu'un chenal peu profond, entaillé à la surface du plateau; les contours deviennent mous; le tracé du lit devient vague. L'oued n'a plus que quelques mètres, au point où notre itinéraire en sort, et, au delà, il semblerait devoir se perdre sur le plateau.

L'Oued Ter'ir, que notre itinéraire nous a permis d'étudier ainsi sur toute sa longueur, est le type d'une série de vallées parallèles, dont les principales sont, du Nord au Sud : l'Oued Zabra, l'Oued Ter'ir, l'Oued Sadana, l'Oued Sidi-Hamed, l'Oued Zirara.

Toutes ces vallées se comportent de même, et donnent lieu, au Sud d'El-Hassi, à une chebka spéciale, dont on peut résumer ainsi les caractères :

Le plateau, ainsi que les vallées, descend vers l'E. 30° S. Le plongement général des couches dans cette direction est supérieur à la pente des thalwegs. Par suite, vers l'amont, les vallées sont de plus en plus hautes et larges; puis elles se bifurquent, et les massifs intermédiaires, de moins en moins importants, sont traversés par des coupures transversales : d'où un réseau entre-croisé et complexe, auquel la désignation de *chebka* s'applique vraiment à la lettre, et dans lequel la dénudation va croissant vers l'Ouest, jusqu'à la limite de la formation, de plus en plus émietlée. Inversement, vers l'aval, les vallées s'abaissent et se rétrécissent, et elles arriveraient à se perdre sur le plateau, si le plateau lui-même n'était surmonté, ainsi que nous verrons, d'un étage supérieur, au travers duquel ces vallées poursuivent leur cours.

Les calcaires qui constituent le plateau, près de notre sortie de l'Oued Ter'ir, sont dolomitiques, saccharoïdes, très durs, gris ou rose clair; ils renferment souvent de gros nodules siliceux. De même, l'escarpement d'Hassi Charef est couronné par un calcaire gris, dolomitique et saccharoïde; celui-ci est particulièrement dur, et il présente à la surface du plateau, par suite de l'usure des sables, un réseau de vermiculures à arêtes vives; l'analyse n° 3 donne sa composition; au microscope, on voit qu'il est entièrement cristallin et formé de petits rhomboédres de dolomie.

Ces calcaires dolomitiques et saccharoïdes prédominent dans le massif turonien du Sahara algérien. Cependant, à la base de ces calcaires et au-dessus des marnes cénomaniennes, on distingue, le long de l'Oued Ter'ir, une certaine épaisseur de calcaires blancs compacts, non dolomitiques; l'analyse n° 4 se rapporte à l'un d'eux; j'y ai trouvé quelques fossiles, mais indéterminables.

§ 4. LES DEUX PLATEAUX CRÉTACÉS DU SUD DU SAHARA ALGÉRIEN.

Dans ce quatrième paragraphe, nous décrirons successivement les deux plateaux du Nord-Est d'El-Goléa, le plateau inférieur dans la région d'El-Goléa, l'oasis d'El-Goléa et ses environs, et enfin le plateau supérieur du Sud du Sahara algérien.

I. LES DEUX PLATEAUX AU NORD-EST D'EL-GOLÉA.

Du haut de l'escarpement d'Hassi Charef, nos regards ne distinguaient que la hamada turonienne, s'étendant à perte de vue dans toute son uniformité. Ayant, de même, gravi les berges de l'Oued Ter'ir auprès d'Hassi el-Hadadia, nous aperçûmes, au contraire, une série de gour, faisant saillie tout autour de nous au-dessus de la ligne d'horizon; leur forme était régulière et analogue à celle des mehasser vus précédemment : un talus de 25 degrés en moyenne, un couronnement raide ou vertical, une plate-forme horizontale. A notre sortie de l'Oued Ter'ir, nous retrouvâmes les gour en question, et nous pûmes constater qu'ils étaient, en effet, superposés au plateau, comme des troncs de pyramide sur une table. Ce sont là les témoins isolés d'un étage supérieur, semblable, sauf l'épaisseur, au groupe sous-jacent des étages turonien et cénomanien : couches en apparence horizontales, calcaires en haut, marnes en bas.

Vers l'Est, les gour se groupent et se massent : c'est alors un plateau continu, que nous appellerons le *plateau supérieur* pour le distinguer du précédent, lequel sera pour nous le *plateau inférieur*.

Inversement, on peut dire que, vers l'Ouest, le plateau supérieur, de plus en plus découpé et dénudé, se termine par une région de *gour*, de même que, plus à l'Ouest, le plateau inférieur par une région de *mehasser*.

Ces gour ne sont pas distribués sans ordre à la surface du plateau inférieur. Ils s'alignent fort nettement et donnent lieu à des chaînes, plus ou moins discontinues, entre les vallées. Le plateau est alternativement entaillé par des lits d'*oueds* et hérissé de chaînes de gour, et ces lignes hydrographiques et orographiques, les unes en creux, les autres en relief, sont parallèles. Nous avons ainsi traversé l'Oued Ter'ir, les Gour Rahoua, l'Oued Sadana, les Gour Khanfous, l'Oued Sidi-Hamed, les Gour Oudian et les Gour Zirara, l'Oued Zirara, les Gour Iza.

La figure 2 de la planche XIV donne la coupe générale de cette région, sur une longueur de 30 kilomètres du Nord-Nord-Est au Sud-Sud-Ouest, le long de notre itinéraire.

Les chaînes de gour augmentent d'importance vers le Sud-Est et arrivent à former des massifs continus. Les intervalles qui les séparent, de moins en moins larges, deviennent de véritables vallées, entaillant le plateau supérieur, et ces vallées font suite aux vallées qui entaillent le plateau inférieur.

Au contraire, vers le Nord-Ouest, les chaînes de gour se bifurquent, s'ébrèchent et s'émiettent de plus en plus. Elles ont des longueurs très inégales; la plus longue semble être la chaîne des Gour Rahoua, que nous avons traversée près des Gour Rich, à notre sortie de l'Oued Ter'ir, et qui remonte sur la rive droite de cet oued jusqu'à Bir-Rekaoui.

Notre itinéraire au travers de cette région se maintient à des altitudes peu

variables (pl. XI, fig. 1), et il suit la direction des couches ou à peu près. Nous avons cheminé sur le plateau inférieur, d'une part, suffisamment en aval des oueds qui l'entaillent, pour que leurs lits n'eussent pas de profondeur notable aux points où nous les traversons, et, d'autre part, suffisamment en amont, pour que les chaînes de gour superposées présentassent des brèches ou des cols, par lesquels le tracé pût facilement passer.

La figure 1 de la planche XVI donne la coupe du flanc gauche de la vallée de l'Oued Sadana, et la figure 3 de la même planche celle du flanc gauche de la vallée de l'Oued Sidi-Hamed.

Le passage de l'Oued Sidi-Hamed est l'objet d'une carte géologique spéciale à l'échelle du $\frac{1}{80000}$ (pl. V, fig. 2).

A partir de ce passage, l'itinéraire ne franchit plus de chaînes de gour, à proprement parler, mais il chemine entre des gour éparpillés sur le plateau. Certains d'entre eux présentent des formes bizarres, qui captivent l'œil fatigué

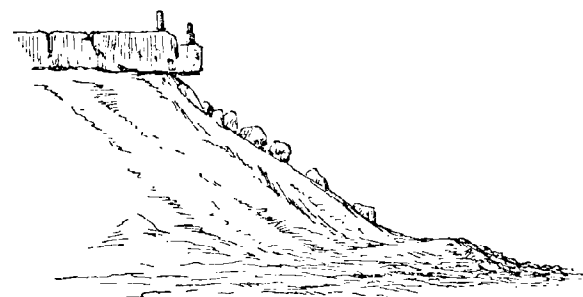


Fig. 6.

Extrémité d'une gara au Sud de l'Oued Zirara
(d'après un croquis de M. Barois).

de la monotonie générale. Tantôt c'est une corniche calcaire en surplomb (fig. 6); tantôt c'est une plate-forme affaissée sur le talus sous-jacent. Ici, les calcaires supérieurs sont enlevés, et il ne reste qu'un monticule marneux aux contours arrondis; là, un de ces monticules figure un cône parfait, dont une colonne calcaire marque le sommet :

voir la figure 6 de la planche XVI, qui donne une coupe relevée à la sortie de l'Oued Zirara.

Cette région de gour diminue d'importance vers le Sud. A partir de l'Oued Zirara, il n'y a plus de gour à droite de l'itinéraire, toujours sensiblement horizontal; même à gauche, les témoins isolés deviennent rares, et l'on a seulement, à la limite occidentale du plateau supérieur, une ligne de relief profondément dentelée, mais en général continue : on passe alors devant les caps avancés d'une série de promontoires effilés et parallèles, orientés comme précédemment les chaînes de gour, et séparés par des anses encaissées, comparables aux coulisses d'un théâtre gigantesque.

L'Oued el-Khoua aboutit à une de ces échancrures du plateau supérieur, au travers duquel la vallée poursuit, au Sud-Est. Comme les précédentes, cette vallée vient du Nord-Ouest, et entaille, de même, le plateau inférieur; mais, d'après nos renseignements, elle ne traverse pas le plateau de part en part à l'amont, et elle se ferme à son origine, comme les vallées du Mزاب. Au Sud de l'Oued el-Khoua se trouve le promontoire des Gour Aggabi.

La figure 4 de la planche XVI donne la coupe détaillée d'un des Gour Ou-

diane, situés à droite de l'itinéraire au sortir de l'Oued Sidi-Hamed; la figure 5 donne celle d'un des Gour Iza, à droite en sortant de l'Oued Zirara.

L'étage supérieur qui constitue ces gour présente une composition sensiblement constante. Le sous-étage marneux inférieur, beaucoup moins puissant que le Cénomaniens du Sahara algérien, n'a guère que 50 mètres. Le sous-étage supérieur, plus ou moins dénudé au Nord-Ouest, offre, au plus, 30 mètres de calcaires sur les flancs des gour et des falaises limites; mais il devient beaucoup plus épais sous le plateau continu, au Sud-Est. Le premier comprend des marnes vertes, rouges, jaunes, avec lits de grès et de calcaires marneux, et avec bancs de gypse interstratifiés; le second des calcaires saccharoïdes, dolomitiques, grisâtres, des calcaires blancs, compacts, et un niveau de calcaire sableux, jaune serin, qui est fossilifère. Ce niveau ne m'a pas offert toutefois de fossile caractéristique; mais j'exposerai plus loin (dans le deuxième chapitre) les considérations stratigraphiques qui me font admettre que l'étage supérieur en question représente la Craie supérieure dans le Sud du Sahara algérien.

Les talus marneux reposent directement sur le plateau turonien. Celui-ci est toujours constitué par de gros bancs calcaires, saccharoïdes, dolomitiques, à grains fins, très durs, gris et tachetés de rose, polis, formant de superbes dallages de marbre. Ces calcaires sont parsemés de concrétions siliceuses ou calcaires, parfois ferrugineuses, jaunes, brunes, rouge amarante, etc., en nodules ou en géodes, en lits intercalés ou en veinules. On trouve également des croûtes concrétionnées et des brèches quaternaires à la surface; mais la carapace ne forme ici que des îlots épars. Enfin, les lits des oueds et certaines dépressions qui en dépendent sont occupés par des alluvions de sables et de graviers, d'argiles sableuses, etc.

La figure 2 de la planche XVI donne la coupe de la berge gauche du lit de l'Oued Sadana.

Les calcaires turoniens apparaissent à nu sur les hamada du Sud. Ils ne sont masqués par aucune terre végétale; ils sont décapés, ils sont polis. On peut juger, à la surface de ces hamada, de la multitude des fissures, cassures et fentes, qui traversent les couches: très rapprochées et distantes parfois de moins d'un mètre, elles décomposent le plateau en dalles polygonales et le hachent littéralement. Ce sont toujours, d'ailleurs, des cassures sans rejet ou à peu près.

Les conditions sont remarquablement favorables pour l'observation de ces lignes de cassures, qu'on peut suivre sur toute leur longueur, et dont les directions tendent à se grouper autour de deux directions principales, à peu près perpendiculaires et voisines de l'E. 30° S. et du N. 30° E.

II. LE PLATEAU INFÉRIEUR DANS LA RÉGION D'EL-GOLÉA.

J'évalue, d'après mes coupes de détail et d'ensemble, à 100 mètres, en chiffres ronds, la puissance totale, sensiblement constante, du massif des calcaires

turonien dans le Sahara algérien. Généralement la série des bancs affleure à la surface des hamada sans donner lieu à aucun relief. Parfois cependant celles-ci s'accidentent, soit que les couches, se présentant par leurs tranches, forment des terrasses, soit que la dénudation ait laissé des témoins isolés en saillie. Tel est le cas du plateau inférieur dans la région que nous avons traversée depuis l'Oued el-Khoua, en nous rabattant au Sud-Ouest vers El-Goléa.

La coupe géologique par parties brisées de Laghouat à El-Goléa (pl. XI, fig. 1) a été prolongée à une certaine distance au Sud d'El-Goléa, et elle indique, de part et d'autre de cette oasis, les deux physionomies extrêmes, accidentée et plane, que peut offrir la hamada.

D'autre part, la coupe géologique semblable qui va d'El-Goléa à l'Oued Mya (pl. XI, fig. 2) traverse la même hamada à l'Est d'El-Goléa, et, de plus, la région située à l'Est d'El-Goléa est l'objet d'une coupe spéciale, donnée par la figure 4 de la planche XIV.

Ainsi le plateau inférieur, le plateau du Mzab et de Metlili, poursuit au Sud jusqu'à El-Goléa, et au delà. Dans cette région, il se termine de nouveau par une falaise continue, semblable à celle d'El-Loua. A El-Goléa même, la falaise est à peu près Nord-Sud; elle oblique, d'un côté, vers le Nord-Nord-Ouest, de l'autre, vers le Sud-Est, et dessine de la sorte un rentrant. En même temps, la direction des couches oscille; le plongement, qui se maintient généralement, dans le Centre et le Sud du Sahara algérien, aux environs de l'E. 30° S., a lieu ici, à l'Est d'El-Goléa, vers l'Est (il atteint 1.5 p. 100), et, au Sud de cette oasis, vers le Sud-Est.

Le plateau considéré forme, à l'Est d'El-Goléa, une bande de 50 kilomètres de large. Puis il est dominé par la falaise du plateau supérieur, que nous avons gravie près d'Hassi el-Melah, en nous rendant d'El-Goléa à Ouargla (pl. XIV, fig. 4, et pl. XI, fig. 2). En venant de Laghouat sur El-Goléa, nous avons laissé aux Gour Aggabi la même falaise, qui passe ensuite successivement aux lieux dits Djeder Kalaa, Kef el-Djoua, Gouiret Mehall, Kef mta-Felkique, etc. C'est encore elle que nous avons vue du sommet du piton de sable du Gueurn el-Chouff, à une journée au delà d'El-Goléa, barrant l'horizon vers le Sud (pl. XI, fig. 1). Cette falaise décrit ainsi une courbe tournant sa concavité vers l'Ouest, plus ou moins parallèle à la falaise inférieure (pl. II).

A mi-distance entre ces deux falaises, le plateau inférieur offre, au Nord-Est et à l'Est d'El-Goléa, une ligne de relief semblable et semblablement placée, recoupée en divers points par M. Duveyrier (1859), par la colonne de Galiffet (1873) et par notre Mission. C'est la ligne des Gour Zidia, d'El-Fedj, etc. On peut dire sommairement que les Gour Zidia et d'El-Fedj forment dans leur ensemble une falaise discontinue, dont le pied est longé par la dépression de l'Oued Toroudi : cette falaise, moins élevée que les deux autres, est entièrement calcaire; elle limite, au Nord-Est, une plaine haute constituée par les assises supérieures du massif turonien, et domine, au Sud-Ouest, vers El-Goléa, une



Fig. 7.
Panorama des Gour Ouargla (d'après un croquis de M. Barois). — Vue prise en regardant le Nord.

plaine basse constituée par les assises inférieures, mais parsemée de témoins des assises superposées, gour et terrasses, dont l'ensemble est complexe. Tels sont Garet Gouinin, Garet Guenina, Garet Guessir et Rayan, les Gour Ouargla, etc.

Le groupe des Gour Ouargla (fig. 7) est l'objet d'une carte spéciale à l'échelle du $\frac{1}{80000}$ (pl. VI, fig. 1) et d'une coupe d'ensemble (pl. XIV, fig. 3).

Ces gour calcaires se font remarquer par la régularité géométrique de leurs formes, rectangulaires et allongées. Leurs talus sont particulièrement raides; leurs plates-formes paraissent bien horizontales.

La figure 7 de la planche XVI donne la coupe détaillée d'un de ces gour. Il a plus de 30 mètres. On y retrouve les calcaires saccharoïdes et dolomitiques, gris et roses, avec concrétions siliceuses. A la base, ce sont des calcaires blanchâtres, compacts, tels que j'en ai déjà signalé à la partie inférieure du massif turo-nien. Parmi ceux-ci, un banc de calcaire crayeux, relativement tendre, épais de 4 mètres, attire l'attention tant par sa couleur, d'un blanc éclatant, que par les curieux exemples de son érosion par les sables (pl. XXXI); l'analyse n° 5 donne sa composition: le même banc forme ceinture autour de chacun des Gour Ouargla, et trace un liséré horizontal, visible de loin, tout le long de la petite falaise des Gour Zidia et d'El-Fedj.

Ce calcaire crayeux s'est montré très fossilifère.

Les fossiles que j'ai recueillis aux Gour Ouargla, ainsi que mes autres fossiles crétacés du Sahara, ont été déterminés par MM. Bayle, Coquand, Cotteau, Douvillé et Péron, auxquels j'exprime ici toute ma reconnaissance.

Gisement fossilifère des Gour Ouargla.

Les fossiles rapportés des Gour Ouargla sont les suivants :

Ostrea hippopodium? Nilson. — Les exemplaires sont plus ou moins brisés, et il est difficile d'être affirmatif sur l'espèce qu'ils représentent. Cependant M. Coquand inclinait à voir en eux des individus jeunes de l'*O. hippopodium*: il en possédait des échantillons identiques venant de Vendôme.

Sphaerulites Lefebvrei, Bayle. — *Espèce nouvelle* (Type, pl. XXVI, fig. 14)⁽¹⁾. — Les Rudistes que j'ai recueillis en cet endroit

⁽¹⁾ Collections de paléontologie de l'École nationale des Mines.

sont presque tous fortement usés. La plupart présentent l'arête cardinale des *Sphærolites*. Entre autres se trouve un bel exemplaire qui appartient à une espèce non encore décrite; le même fossile avait déjà été rapporté d'Égypte, en 1837, par M. Lefebvre. Voici sa description, par M. Bayle :

Valve inférieure conique. Le côté cardinal présente des lames ornées de côtes longitudinales, séparées par des sillons un peu plus larges que les côtes. Le côté branchial montre les deux sinus caractéristiques de toutes les espèces de *Sphærolites*. Les lames du côté buccal sont très sinueuses; elles le sont autant du côté aual.

La valve supérieure est plate, operculiforme.

Cette espèce est voisine des *S. radius*, d'Orbigny, et *S. ponsianus*, d'Archiac. Elle diffère de la première par ses lames moins sinueuses et plus espacées, et de la seconde par ses sinus beaucoup moins larges et moins profonds.

Je pense qu'elle est turonienne.

Hemiaster. — Une grande profusion de petits *Hemiaster* ferrugineux se montrent en saillie à la surface du calcaire crayeux; ceux que j'ai rapportés sont trop usés pour être déterminables comme espèces.

Cyphosoma Choisyi, Cotteau. — *Espèce nouvelle* (Type, pl. XXVII, fig. 5) ⁽¹⁾. — J'ai recueilli, toujours au même niveau, un *Cyphosoma* qui constitue un type spécifique nouveau. Je dois à M. Cotteau la description de cette espèce, que je le remercie d'avoir bien voulu dédier à mon chef de mission, M. Choisy.

Espèce de taille moyenne, subcirculaire, légèrement pentagonale, déprimée en dessus, tout à fait plane en dessous. Zones porifères larges et droites à la face supérieure, un peu onduleuses à l'ambitus et dans la région inframarginale, composées de pores fortement bigémisés aux approches du sommet et ne paraissant pas se multiplier autour du péristome. Aires ambulacraires resserrées à la face supérieure par les zones porifères, garnies de tubercules fortement mamelonnés, espacés, au nombre de onze par série, accompagnés de granules inégaux et peu nombreux. Aires interambulacraires pourvues de quatre rangées de tubercules à peu près identiques aux tubercules ambulacraires; les deux rangées latérales, très apparentes vers l'ambitus, s'atténuent et tendent à disparaître en se rapprochant du sommet et du péristome. Zone miliaire large, nue et déprimée à la partie supérieure, garnie vers l'ambitus de granules inégaux et espacés et de quelques petits tubercules secondaires. Péristome peu développé, circulaire, marqué de petites entailles aiguës et relevées sur les bords, s'ouvrant à fleur de test. Appareil apical relativement assez grand, pentagonal, anguleux, un peu allongé dans le sens du diamètre antéropostérieur, à en juger par l'empreinte qu'il a laissée. Hauteur, 10 millimètres; diamètre, 26 millimètres.

Rapports et différences. — Cette espèce nous a paru se distinguer d'une manière positive de tous les *Cyphosoma* que nous connaissons; elle se rapproche un peu de certaines variétés du *Cyphosoma regulare*, Agassiz; mais elle en diffère certainement par les pores ambulacraires plus fortement bigémisés près du sommet, par les tubercules interambulacraires plus espacés et formant quatre rangées plus distinctes, par sa face inférieure plus plane, par son appareil apical plus étroit et plus allongé.

⁽¹⁾ Collections de paléontologie de l'École nationale des Mines.

Il n'y a dans l'Atlas qu'un niveau important de Rudistes, et il se place dans le Turonien. D'autre part, MM. Cotteau, Péron et Gauthier considèrent le genre *Cyphosoma* comme ayant apparu dans la Craie d'Algérie au commencement de l'ère turonienne.

Ainsi l'abondance des Rudistes, le type du *Sphærulites Lefebvrei* et la présence du *Cyphosoma Choisyi* concordent pour assigner un âge turonien au gisement des Gour Ouargla.

Plateau d'El-Goléa.

Le plateau sur lequel reposent les Gour Ouargla et qui domine la falaise d'El-Goléa est également turonien.

Il présente un calcaire poli comme une glace, absolument nu et tout à fait éblouissant au soleil : calcaire compact, jaune café au lait, parfois grisâtre ; l'analyse n° 6 donne sa composition. Les débris du même calcaire parsèment le plateau, et parmi eux nous avons rencontré, au Nord-Est, à l'Est et au Sud d'El-Goléa, une très grande quantité d'*Ammonites*, ainsi que des *Sphærulites*. Ces *Ammonites* sont malheureusement frustes et fragmentées, engagées dans la gangue calcaire et fortement usées. Elles comportent plusieurs espèces : on peut en distinguer deux principales, l'une renflée (fig. 8), l'autre à bord déroulé (fig. 9).



Fig. 8.

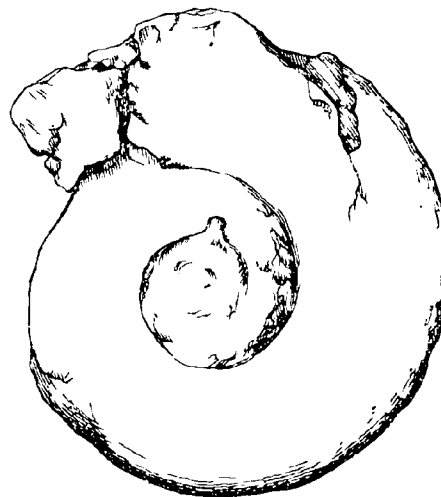


Fig. 9.

Ammonites du plateau d'El-Golea (demi-grandeur).

Un des exemplaires (fig. 9) se rapproche d'une espèce inédite qui provient du sommet du Milok de Laghouat (collection Péron).

Il y a une évidente analogie entre ce niveau à *Ammonites* du plateau d'El-Goléa et le niveau à *Ammonites* des environs de Laghouat et du Sud de Bou-Saada, situé de même à la base des calcaires turoniens et au-dessus des marnes

cénomaniennes. Il est naturel de les assimiler et d'attribuer au Turonien inférieur, peut-être au Ligérien, les calcaires du plateau d'El-Goléa.

Ceux-ci se terminent en biseau avant la falaise limite, et ne figurent pas dans la coupe des escarpements d'El-Goléa. Cependant, un peu au Sud de cette oasis, au Chaabet el-Had, ils s'avancent jusqu'au bord de la crête, et on peut les voir reposer directement sur les calcaires cénomaniens de l'escarpement.

Gisement fossilifère de Mechgarden.

Le plateau d'El-Goléa ne laisse pas que de présenter certains ravinements peu profonds et certaines dépressions aux contours peu accusés : par exemple, au Nord-Est, l'Enteg el-Seghir et le Haoud mta-Guenina. Mais ces excavations, malgré la faible épaisseur des calcaires turoniens aux environs d'El-Goléa, ne sont généralement pas suffisantes pour pénétrer dans les couches cénomaniennes sous-jacentes.

Le bas-fond de Mechgarden, à deux journées au Sud-Est d'El-Goléa (pl. XIV, fig. 4), fait exception. Il occupe une entaille située au milieu du même plateau, et se reliant à la ligne de relief des Gour Zidia et d'El-Fedj.

L'excavation de Mechgarden a 35 mètres de profondeur. La figure 7 de la planche XVII donne la coupe de son flanc oriental, qui est seul visible, l'escarpement opposé étant recouvert par une chaîne de dunes.

La partie supérieure est formée de bancs calcaires, avec une intercalation marneuse, et présente deux terrasses étagées au-dessus du talus inférieur. Les calcaires sont remplis de fossiles indéterminables, de débris d'*Ammonites*, de moules de Gastéropodes, *Strombus (caraniferus?)*, *Pterocères*, *Volutes*, *Natices*, *Nérinées*, de Bivalves, de fragments de Rudistes, parmi lesquels plusieurs offrent l'arête cardinale des *Sphærulites* et qui ont tous le faciès turonien.

La partie inférieure est marneuse. Ces marnes offrent plusieurs niveaux très fossilifères; les fossiles occupent presque exclusivement des lits minces et distincts, lits alternatifs d'huîtres et d'oursins. Les types spécifiques sont peu variés, ainsi qu'on va voir.

Ostrea Rollandi, H. Coquand. — *Espèce nouvelle* (Types, pl. XXVI, fig. 1 à 4)⁽¹⁾. — Toutes les *Ostrea* recueillies à Mechgarden appartiennent à cette même espèce. Elles présentent des accumulations à différents niveaux du talus, dans des couches de marnes calcaires, épaisses de quelques centimètres et passant par places à de véritables lumachelles.

Suit la description, dont je suis redevable à M. Coquand :

Coquille ostréiforme, d'une taille ordinaire, plutôt petite que grande, plus longue que large, quelquefois suborbiculaire, très déprimée, subéquivalve, ayant vécu libre ou en indi-

⁽¹⁾ Collections de paléontologie de l'École nationale des Mines.

vidus agrégés en famille, et, dans ce dernier cas, perdant de sa régularité ordinaire, tout en conservant ses caractères spécifiques. Valves ornées de lamelles saillantes, concentriques, régulièrement espacées, légèrement distantes les unes des autres, correspondant à des périodes successives d'accroissement.

Valve inférieure adhérente par le sommet ou par sa surface entière, moyennement convexe, légèrement débordante par rapport à l'autre, et terminée par un crochet petit, obliquant un peu à gauche, creusé dans sa partie centrale par une gouttière triangulaire.

Valve supérieure moins convexe que l'autre et déprimée, surtout vers le pourtour inférieur, qui se montre légèrement relevé, portant une impression musculaire presque superficielle, très large, arrondie et placée près du bord extérieur gauche, au milieu à peu près de la hauteur de la coquille.

Rapports et différences. — L'*O. Rollandi* offre une assez grande ressemblance avec l'*O. garumnica*, H. Coquand, qui appartient à l'étage garumnieux; mais elle s'en distingue par sa forme un peu plus allongée, par son sommet plus aigu et par un plus grand espacement des lamelles concentriques d'accroissement.

Plicatula auressensis, H. Coquand (pl. XXVI, fig. 12 et 13).

Hemiaster pseudo-Fourneli, Péron et Gauthier (pl. XXVII, fig. 1). — Très abondant; mais souvent écrasé et en débris. Les individus éboulés sur le talus sont usés par le sable.

Hemiaster Zitteli, H. Coquand (pl. XXVII, fig. 2). — Très abondant; se présente comme le précédent.

Hemiaster africanus? H. Coquand (pl. XXVII, fig. 3). — Très abondant; détermination moins certaine que les précédentes, à cause de la déformation et de l'usure des exemplaires.

Pseudodiadema?

On trouve à plusieurs niveaux des lits de ces Échinides, accolés côte à côte.

Ces différentes espèces de fossiles, sauf une, qui est nouvelle, sont connues dans le Cénomaniens du Sud de l'Algérie.

SAHARA. — MECHGARDEN (TALUS INFÉRIEUR).

ATLAS. — HAUTS PLATEAUX ET RÉGION
SUBSAHARIENNE.

ESPÈCES CERTAINES.

<i>Plicatula auressensis</i>	Est essentiellement cénomaniens.
<i>Hemiaster pseudo-Fourneli</i>	<i>Idem.</i>
<i>Hemiaster Zitteli</i>	Se rencontre dans le Cénomaniens.
<i>Ostrea Rollandi</i> (espèce nouvelle).	

ESPÈCE PROBABLE.

<i>Hemiaster africanus</i>	Est rare dans le Cénomaniens, même supérieur; a sa principale station dans le Turonien inférieur (Ligériens).
----------------------------------	---

En résumé, le gisement de Mechgarden présente, au sommet, les niveaux inférieurs du Turonien, et à la base, les niveaux supérieurs du Cénomaniens.

L'association de l'*H. africanus* avec les espèces cénomaniennes n'est pas certaine; peut-être habite-t-il seulement le haut du talus marneux, à la base du Turonien. Le peu de temps dont j'ai disposé pour étudier ce gisement ne me permet pas d'affirmer si le fossile en question se trouve à un niveau distinct, ou non, des autres *Hemiaster*.

Avant de quitter le bas-fond de Mechgarden, je noterai les grandes et belles concrétions cristallines de gypse sableux que j'ai recueillies à la surface de ce bas-fond sableux et humide⁽¹⁾: ce sont des agrégats de cristaux de gypse, semblant dériver de la forme trapézoïdale allongée, et englobant une très forte proportion de sables quartzeux; on dirait de grandes aigrettes, de 30 centimètres de longueur et davantage.

Les analyses nos 17 et 18 donnent les compositions de deux échantillons de ces cristaux de gypse, qui renferment l'un 58 p. 100 et l'autre 50 p. 100 de sables.

III. L'OASIS D'EL-GOLÉA ET SES ENVIRONS.

L'oasis d'El-Goléa et ses environs sont l'objet d'une carte géologique spéciale, à l'échelle du $\frac{1}{80000}$ (pl. VI, fig. 2).

La plaine et l'oasis d'El-Goléa sont situées au pied de la falaise qui limite le plateau inférieur, entre cette falaise, à l'Est, et le grand massif des dunes de l'Erg occidental, à l'Ouest. La falaise Nord-Sud domine la plaine d'environ 80 mètres. En avant d'elle se dressent des gour isolés: sur l'un de ces pitons est construite la Kasba d'El-Goléa; au Sud s'en trouve un autre, le gara de Sidi-Bou-Zid, également fortifié autrefois. Au Nord de la Kasba, la falaise fait un coude vers l'Ouest, puis reprend sa direction vers le Nord; elle dessine ainsi un cap saillant qui touche l'oasis et au sommet duquel se trouve un petit monument (*djeder*)⁽²⁾.

A une certaine distance au Sud de Sidi-Bou-Zid, se trouve l'oasis d'El-Gara, annexe d'El-Goléa.

Les figures 1 et 5 de la planche XVII donnent deux coupes générales Est-Ouest des environs d'El-Goléa, l'une par la Kasba ou par le gara Nord, l'autre par Sidi-Bou-Zid ou par le gara Sud; la figure 6 donne, de plus, une coupe générale Nord-Sud par les deux gour.

Ces gour ont exactement la même hauteur que la falaise; leurs plates-formes sont bien de niveau avec le plateau environnant. Les escarpements offrent la même succession de couches et ont des coupes correspondantes. Ils comprennent un couronnement calcaire de 12 mètres et un talus marneux de 60 mètres.

⁽¹⁾ Collections de minéralogie de l'École nationale des Mines.

⁽²⁾ De fait, une découpeure aboutissant près du coude de la falaise sépare le plateau continu, à l'Est, et cette avancée vers l'Ouest, laquelle reçoit parfois le nom de Meggarin Sidi-Cheikh.

Les calcaires supérieurs sont blancs, compacts et crayeux; l'analyse n° 7 donne la composition du banc crayeux le plus élevé; à la base de ce groupe, un banc de calcaire dolomitique, saccharoïde, très dur, brunâtre, forme un cordon saillant et régulier. Au-dessous, le talus marneux comprend une alternance de marnes calcaires, vertes et rouges, et de lits de calcaires marneux clairs : ces marnes servent aux indigènes comme *terre à savon* (analyse n° 8); à la partie inférieure, ce sont des marnes argileuses bariolées, rouges et vertes, utilisées comme *terre à poterie* (analyse n° 9). Le pied du talus est recouvert par un poudingue de transport, en sables et graviers, constituant un manteau d'atterrissement peu épais; des érosions ultérieures ont raviné le poudingue d'atterrissement, ainsi que les marnes crétacées sous-jacentes, et donné lieu à un système de terrasses basses, le long de la falaise et autour des gour : ces terrasses sont à une dizaine de mètres environ au-dessus des alluvions quaternaires et modernes de la sebkha et de l'oasis.

La figure 2 de la même planche XVII donne la coupe détaillée du gara de la Kasba (gara Nord). Ce piton aux flancs abrupts est un véritable fort naturel. Le couronnement calcaire offre de grands parements verticaux; la plate-forme supérieure, sur laquelle se trouve la Kasba, reconstruite en 1873 par la colonne de Galiffet, semble inaccessible, et on n'y arrive que d'un côté, par un chemin étroit, taillé dans le roc. Le talus marneux est très raide; les marnes calcaires et calcaires marneux forment aussi des parements verticaux, où l'on remarque la parfaite rectilignité des couches, et où se trouvent des grottes creusées dans la terre à savon.

L'ancienne ville berbère, ses maisons en ruines qui ne servent plus aujourd'hui que de magasins aux nomades, les murailles énormes et bien conservées qui dessinent autour d'elle une enceinte continue, occupent la partie supérieure du flanc occidental du piton. Un puits intérieur, renfermé dans une tour fortifiée et destiné à alimenter la place en cas de blocus, traverse les marnes et calcaires marneux : je n'ai pu vérifier sa profondeur exacte, mais il a au moins 60 mètres.

La ville basse, habitée par les Zenata et leurs nègres, qui cultivent l'oasis pour le compte des Chaamba-Mouadhi, est construite au pied du gara de la Kasba, au milieu même des palmiers.

La figure 3 de la planche XVII donne la coupe type à grande échelle du couronnement calcaire de l'escarpement d'El-Goléa; elle est prise à l'angle saillant de la falaise, au Nord de la Kasba. La figure 4 donne, en particulier, la coupe à grande échelle du couronnement du gara de la Kasba d'El-Goléa; elle est prise au milieu, du côté qui regarde l'oasis. La légende qui accompagne ces coupes indique la nature de chaque banc, ainsi que les fossiles que j'y ai recueillis et dont je rends compte plus loin.

La falaise poursuit vers le Nord, puis vers le Nord-Ouest, avec une hauteur peu variable. Elle offre quelques échancrures, courtes et encaissées, par les-

quelles des ravins débouchent dans la plaine; tel est l'Enteg el-Kebir (fig. 10),

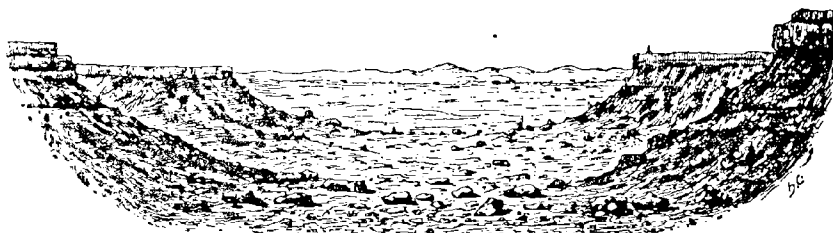


Fig. 10.

Débouché du ravin d'Enteg el-Kebir dans la plaine d'El-Goléa (d'après un croquis de M. Barois).
Vue prise en regardant l'Ouest.

par où notre tracé de chemin de fer accède à El-Goléa (voir la pl. VI, fig. 2 bis); tel est encore le col qui se trouve vis-à-vis de Bir-Youssef.

La suite de la falaise vers le Nord-Ouest est considérée comme marquant le débouché de l'Oued Seggueur, qui passerait entre l'escarpement et les Gour Bekra. On suit encore la falaise jusqu'au Kef Hamed-bou-Tahta; mais, au delà, on n'aperçoit plus que des crêtes rocheuses, perçant, de distance en distance, au travers des sables.

Au Sud d'El-Goléa, nous avons suivi la falaise et relevé son contour. La crête calcaire fait un rentrant prononcé au ravin du Chaabet el-Had, par où passe notre itinéraire d'El-Goléa à Mechgarden; vis-à-vis, les marnes sous-jacentes forment une avancée et donnent lieu à un groupe de monticules arrondis. La hauteur de la falaise au-dessus de la sebkha diminue graduellement; elle est moitié moindre à 15 kilomètres de la Kasba. A 25 kilomètres, l'escarpement tourne au Sud-Ouest; il n'a plus guère que 10 mètres, entièrement calcaires, au point où nous l'avons franchi pour monter sur le plateau; à quelques mètres à droite, une chaîne des dunes, détachée du grand Erg, franchit également la falaise, et elle continue sur le plateau, où nous l'avons côtoyée jusqu'au Gueurn el-Chouff.

Le pied de la falaise d'El-Goléa est longé par la Sebkha el-Melah, bas-fond humide et particulièrement salé; on y trouve des concentrations salines, telles que celle dont l'analyse n° 16 donne la composition et qui renferme jusqu'à 95 p. 100 de chlorure de sodium ⁽¹⁾.

La Sebkha el-Melah représente le prolongement de l'Oued Seggueur. Cet oued ne semble même pas s'arrêter là, et, d'après M. Parisot ⁽²⁾, il poursuivrait sous le nom d'Oued Meguiden, le long de la continuation de la falaise, jusqu'au Gourara. Quoi qu'il en soit, l'eau, une eau souvent excellente, se trouve à peu de profondeur tout le long de cette dépression, ainsi que je l'indiquerai plus loin, dans le rapport hydrologique.

⁽¹⁾ Ce sel est utilisé par les indigènes pour leurs besoins domestiques.

⁽²⁾ A.-V. Parisot. — La région entre Ouargla et El-Goléa, Lignes d'eau (*Bulletin de la Société de géographie*, 1880).

La sebkha passe vers l'Ouest à une terre sableuse, beaucoup moins chargée de sels et propre à la culture des palmiers; cette plaine semble avoir été autrefois cultivée jusqu'aux grandes dunes qui la barrent à l'Ouest, soit sur une longueur de 30 kilomètres et sur une largeur de 2 kilomètres en moyenne. Aujourd'hui tout se réduit à l'oasis d'El-Goléa et à ses annexes d'El-Louga et d'El-Gara : ce petit groupe de jardins ne comporte pas plus de 6,000 palmiers. Le reste est abandonné et peu à peu envahi par les sables.

L'analyse n° 14 donne la composition de la terre végétale d'un jardin d'El-Goléa, et l'analyse n° 15 celle du limon argileux d'un *ghedir*, au pied de la Kasba.

Gisements fossilifères d'El-Goléa.

Tous les fossiles que j'ai recueillis à El-Goléa appartiennent au couronnement calcaire, qu'ils aient été pris en place ou parmi les éboulis. Ils proviennent des gour Nord et Sud, de l'angle saillant de la falaise au Nord, etc.; les bancs se correspondant régulièrement d'un escarpement à l'autre, j'ai pu réunir toutes les indications sur une seule coupe type (pl. XVII, fig. 3). Voici l'énumération de ces fossiles.

Strombus Mermeti, H. Coquand. — Abondant à l'état de moule. J'ai recueilli, en outre, beaucoup de moules de *Strombus*, de *Pteroceras*, etc., indéterminables comme espèces.

Ostrea flabellata, d'Orbigny (pl. XXVI, fig. 5 à 8). — Abondante. Le principal niveau est à mi-hauteur du couronnement calcaire, dans un banc de calcaire crayeux tendre. Les exemplaires d'El-Goléa représentent exactement, moins la couleur de la roche, les types connus, essentiellement cénomaniens, de l'Atlas.

Ostrea plicifera? H. Coquand (pl. XXVI, fig. 9). — Plusieurs *Ostrea* d'El-Goléa sont identiques, dans leurs formes et leurs détails, à une variété de l'*Ostrea plicifera* (Coquand, *Monographie du genre Ostrea*, pl. XXXVI, fig. 6 à 11). D'autre part, il existe des variétés d'*O. flabellata* très vieilles, qui perdent leurs côtes et deviennent lisses (Coquand, *ibid.*, pl. LII, fig. 3 et 4). Mais il n'y a que les individus vieux et de très grande taille qui présentent cet état, et ils n'offrent jamais la gibbosité longitudinale des exemplaires que j'ai rapportés d'El-Goléa. En conséquence, il semble que ceux-ci doivent être attribués à l'*O. plicifera*.

Ostrea Baylei? Guéranger (pl. XXVI, fig. 10). — Abondante. La crête du couronnement calcaire est formée par un banc de calcaire blanc compact, qui est pétri de cette *Ostrea*. Le même fossile se trouve au-dessous du principal niveau à *O. flabellata*.

Mes exemplaires rappellent le jeune âge de l'*O. proboscidea*, d'Archiac, espèce essentiellement santonienne dans les Charentes, à Villedieu, aux Martigues, etc.,

ainsi qu'en Algérie, d'après M. Coquand; d'autre part, ils sont semblables à une variété d'*O. proboscidea* qui se trouve au Beausset, où elle se place au-dessous du niveau supérieur des calcaires à Hippurites de Provence, dans les sables de Mornas, c'est-à-dire encore dans le Sénonien, d'après les récents travaux de MM. Péron et A. Toucas sur le Sénonien provençal. Enfin mes exemplaires peuvent aussi être rapportés à l'*O. Baylei*, Guéranger, qui est carentonienne.

La séparation de l'*O. Baylei* et des jeunes individus de l'*O. proboscidea* est délicate à opérer. On ne doit se prononcer sur l'identité de cette dernière que d'après des individus adultes. D'une manière générale, il ne faut point attacher une importance excessive aux *Ostrea* non adultes; beaucoup commencent par des formes semblables, que l'âge modifie.

En somme, l'*Ostrea* considérée peut être confondue avec l'*O. proboscidea* jeune, mais peut tout aussi bien être assimilée à l'*O. Baylei*, et c'est à cette dernière espèce que M. Coquand l'a rapportée de préférence, à cause de son association avec l'*O. flabellata*.

Ostrea Mermeti, H. Coquand. — Je crois devoir noter cette *Ostrea*, bien que ne l'ayant pas trouvée moi-même. Elle a été recueillie à El-Goléa, quelques années avant notre mission, par M. l'abbé Pommier, assassiné plus tard par les Touareg.

Ostrea rediviva, H. Coquand (pl. XXVI, fig. 11).

Ostrea hippopodium, Nilson. — Exemplaire en très mauvais état; assimilation douteuse.

Ostrea laciniata? H. Coquand. — Même observation; cette *Ostrea* n'a pas été signalée jusqu'ici dans la Craie d'Algérie.

Ostrea Rollandi, H. Coquand (pl. XXVI, fig. 1 à 4). — Groupe d'individus, au niveau principal de l'*O. flabellata*.

Jamira æquicostata, d'Orbigny. — Très abondante. Son principal niveau se



Fig. 11.

Calcaire à *Jamira*, du haut de l'escarpement d'El-Goléa (demi-grandeur).

trouve à la partie supérieure de l'escarpement d'El-Goléa, le long de laquelle règne, avec une grande régularité, un banc puissant et caractéristique de calcaire blanc crayeux, subsaccharoïde, caverneux, qui est complètement pétri de cette *Jamira* (fig. 11). Au-dessus se place encore le banc à *O. Baylei*, dont nous venons de parler, tout à fait au sommet; mais celui-ci est peu épais et manque parfois.

La *Janira æquicostata* d'El-Goléa. est identique au type du Cénomaniens du Mans.

Plicatula auressensis, H. Coquand (pl. XXVI, fig. 12 et 13). — Empreinte très nette sur un échantillon calcaire des éboulis.

Cardium Desvauzi, H. Coquand. — Moule.

Cyprina africana, H. Coquand. — Moule.

Rhabdocidaris Pouyannei, Cotteau (pl. XXVII, fig. 4). — La région d'El-Goléa est la troisième où l'on rencontre cette belle espèce, trouvée d'abord à Moghar-Tahtani, puis à Batna.

A 15 kilomètres au Sud de la Kasba, à la crête même du couronnement calcaire de la falaise, se trouve un banc à texture grossière, criblé de Bryozoaires, de baguettes d'Oursins et de Polypiers. Un échantillon de ce calcaire renferme, entre autres fossiles, un *Cerithium*, un petit *Holectypus excisus*? Cotteau, et des radioles de *Cyphosoma*.

Enfin, j'ai recueilli, près du même point, l'*Ostrea plicifera*, dans les éboulis de l'escarpement.

On voit que la faune des escarpements d'El-Goléa est abondante et variée. Presque toutes les espèces que j'y ai trouvées étaient déjà connues en Algérie et appartiennent aux gisements cénomaniens du Sud de l'Atlas.

SAHARA. — EL-GOLÉA.

ATLAS. — HAUTS PLATEAUX ET ZONE
SAHARIENNE.

ESPÈCES CERTAINES.

<i>Ostrea flabellata</i>	Est essentiellement cénomaniens.
<i>Plicatula auressensis</i>	<i>Idem.</i>
<i>Ostrea Mermeti</i>	A sa principale station dans le Cénomaniens.
<i>Ostrea rediviva</i>	<i>Idem.</i>
<i>Rhabdocidaris Pouyannei</i>	N'est connu que dans le Cénomaniens.
<i>Strombus Mermeti</i>	Est commun dans le Cénomaniens.
<i>Cardium Desvauzi</i>	<i>Idem.</i>
<i>Cyprina africana</i>	<i>Idem.</i>
<i>Janira æquicostata</i>	(Cénomaniens du Mans).
<i>Ostrea Rollandi</i> (espèce nouvelle).	

ESPÈCES PROBABLES.

<i>Holectypus excisus</i>	Est essentiellement cénomaniens.
<i>Ostrea Baylei</i>	Se rencontre dans le Cénomaniens.
<i>Ostrea plicifera</i>	Se rencontre dans le Sénonien.

Parmi les espèces communes, toutes, sauf une, sont cénomaniennes; plusieurs sont considérées comme caractéristiques de cet étage, ou y ayant leur station

principale. Une seule, dont la détermination est d'ailleurs douteuse, fait exception.

Ainsi, la falaise d'El-Goléa est nettement cénomaniennne. Elle appartient au Cénomanienn supérieur.

IV. LE PLATEAU SUPÉRIEUR DU SUD DU SAHARA ALGÉRIEN.

Rappelons que la figure 2 de la planche XI donne une coupe géologique, par parties brisées, d'El-Goléa à l'Oued Mya (suivant l'itinéraire d'El-Goléa vers Ouargla), et qu'en outre, les premières parties de cette coupe, immédiatement à l'Est d'El-Goléa, sont données à plus grande échelle et avec des hauteurs moins amplifiées, par la figure 4 de la planche XIV.

Notre itinéraire d'El-Goléa à Ouargla (pl. I) franchit successivement, à l'Est d'El-Goléa (pl. XIV, fig. 4), les deux falaises de la Craie moyenne et de la Craie supérieure. Entre ces deux falaises, il chemine sur le plateau inférieur, en calcaires turoniens; il se dirige d'abord vers le Sud-Est, passe à Feidjet-Turki, où le plateau est recouvert d'un dépôt intéressant de travertin récent⁽¹⁾, puis traverse une première chaîne de dunes, et arrive ainsi au bas-fond de Mech-

⁽¹⁾ *Tuf de Feidjet-Turki.* — On appelle Feidjet-Turki (pl. XIV, fig. 4) un cirque très allongé et dirigé du Nord-Nord-Est au Sud-Sud-Ouest, qui se trouve sur ce plateau calcaire, au milieu de la chaîne de dunes des Gour Ouargla, de Mechgarden, etc. Le massif de sables qui recouvre le plateau se dédouble dans cette région: à l'Ouest passe la chaîne principale, laquelle règne jusqu'à Mechgarden; à l'Est, se place une petite ramification qui se détache du massif principal au Nord et vient s'y relier, en mourant, vers le Sud. A l'intérieur et au fond du cirque ainsi dessiné, le calcaire turonien, jaune, avec Ammonites, apparaît à nu. Cependant, le long de sa lisière occidentale, il est recouvert par un dépôt récent de calcaire concrétionné et tufacé, qui lui-même est envahi par les sables de l'Ouest et dont on ne peut, par suite, constater toute l'extension; tel quel, il règne sur presque toute la longueur du cirque, et au point où nous l'avons traversé, il occupe environ la moitié de la largeur, soit 2 kilomètres.

L'analyse n° 13 donne la composition d'un échantillon de ce tuf.

La proportion d'argile varie d'un échantillon à l'autre, ainsi que la couleur, laquelle passe du gris clair au gris noirâtre. Le dépôt s'étend suivant une nappe peu épaisse, parsemée de petits témoins de 1 mètre à 1 m. 50, qui sont formés du même calcaire marneux, et qui montre nettement deux couches superposées, l'une inférieure, relativement compacte, l'autre supérieure, très poreuse et très légère, remplie de cavités et, en particulier, de tubulures verticales.

Ce tuf calcaire et marneux de Feidjet-Turki est dû évidemment au dépôt d'une ancienne source, qui s'épanchait autrefois sur le plateau. Il est littéralement criblé de petits gastéropodes subfossiles, dont j'ai fait une ample récolte: les espèces sont peu variées; parmi elles, j'ai un type nouveau.

En voici la liste:

Succinea Pfefferi, Rossmassler (pl. XXVIII, fig. 1).

Planorbis Duveyrieri, Deshayes (pl. XXVIII, fig. 7).

Planorbis Rollandi, L. Morlet. — *Espèce nouvelle* (pl. XXVIII, fig. 8). Voir sa description dans la deuxième Partie, chapitre I, § 3, I.

Physa Brocchii, Bourguignat (pl. XXVIII, fig. 9).

Limnaea Vatonni, Bourguignat (pl. XXVIII, fig. 12).

La *Succinea Pfefferi* vit au bord des eaux douces; c'est à la fois une coquille terrestre et fluviatile. Toutes les autres coquilles de ce gisement sont d'eau douce.

Le même tuf contient également des graines de *Chara hispida*, Al. Br., espèce encore vivante. (Voir plus loin la figure 12, intercalée dans le texte, deuxième Partie, chapitre I, § 3, I.)

garden, que nous avons décrit; il se dirige ensuite vers le Nord-Est, poursuit sur le plateau, traverse une seconde chaîne de dunes et remonte la falaise supérieure près d'Hassi el-Melah.

La falaise supérieure offre à peu près la même coupe ici que dans la région décrite précédemment au Nord-Est d'El-Goléa : un talus marneux de 50 mètres, un couronnement calcaire de 20 à 30 mètres. Les marnes sont vertes, rouges, jaunes; elles renferment beaucoup de gypse; on y trouve des bancs de gypse interstratifiés, ainsi que des bancs de calcaires, de calcaires marneux et de grès, en sous-ordre : la proportion des calcaires augmente à la base et au sommet de l'étage marneux. Le couronnement calcaire est formé, sans aucune intercalation, de gros bancs de calcaires dolomitiques saccharoïdes, à grains fins, très durs.

Au pied de cette falaise, le plateau inférieur présente des alluvions qui forment ainsi, le long de la falaise, un cordon d'importance variable, et l'on voit souvent appliquer le nom d'*oued* à cette zone de bas-fonds, où l'on trouve, en effet, quelque humidité et quelques pâturages, et où l'on distingue parfois un thalweg longitudinal et discontinu : les grandes dénudations de l'étage supérieur, dont la falaise marque la limite, ont donc été suivies d'érosions et d'atterrissements postérieurs, le long de la ligne de relief ainsi créée.

La zone d'alluvions a 2 kilomètres et demi de largeur au point où nous l'avons traversée. A l'Ouest, se dresse la falaise supérieure; à l'Est, s'élève en pente douce le plateau inférieur⁽¹⁾. D'après la couleur et la composition des alluvions de la dépression, on reconnaît qu'elles sont formées principalement aux dépens des marnes gypseuses du bas de l'étage supérieur; celles-ci s'étalent sur une partie de la plaine, et l'on en rencontre encore de nombreux témoins de 1 à 2 mètres au milieu des alluvions. Notons à la surface de cette dépression de grandes et belles sphérolites de calcédoine.

La zone d'alluvions, l'*oued*, se poursuit vers le Sud; elle offre des élargissements vis-à-vis des échancrures de la falaise, où elle pénètre et forme des bas-fonds fermés.

Près de là, elle comprend la Daya el-Hamra, dans laquelle est creusé le puits d'Hassi el-Melah; plus loin, elle prend le nom d'Oued el-Djoua; puis elle tourne au Sud-Ouest en même temps que la ligne d'escarpement, et constitue la Sebkhah el-Gagnera, large plaine de terre blanchâtre) marquée sur l'itinéraire de M. Soleillet), au Sud-Ouest du Gueurn el-Chouff.

En même temps, la falaise considérée est côtoyée, à l'Ouest, par une grande chaîne de dunes, qui repose sur le plateau inférieur : l'intervalle entre la falaise crétaée et la chaîne de sable forme une sorte de couloir, disposition qui explique la dénomination de *djoua* (fourreau).

Quant au plateau supérieur, il a été traversé, entre El-Goléa et Ouargla, par

⁽¹⁾ La pente moyenne vers l'Est, entre Mechgarden et la falaise supérieure, est, pour le plateau, d'environ 0.1 p. 100 et, pour les couches, de 0.4 p. 100.

trois itinéraires différents : ceux d'aller et de retour de la colonne de Galiffet, en 1873, et le nôtre, plus au Sud. Dans son ensemble, il plonge, de même que le plateau inférieur et avec des pentes aussi faibles, vers l'E. 30° S., et s'enfonce également sous le manteau d'atterrissement du bassin du Melrir : la hamada crétacée passe insensiblement à la hamada d'atterrissement, laquelle possède une pente encore plus faible vers l'intérieur du bassin (pl. XI, fig. 2).

Cependant la hamada crétacée est entaillée par une série de vallées parallèles et dirigées du Nord-Ouest au Sud-Est. Celles-ci ne sont autres que les prolongements des vallées déjà décrites; mais notre itinéraire les traverse ici en ordre inverse : Oued el-Khoua, Oued Sadana (ou Zirara), Oued Ter'ir. Plus au Nord, se trouve encore l'Oued Zahra que rencontre l'itinéraire d'aller de la colonne de Galiffet. Ces vallées passent, ainsi que je l'ai exposé, de l'étage de la Craie moyenne à l'étage de la Craie supérieure, et reproduisent dans celui-ci les mêmes dispositions que dans celui-là, diminuant graduellement de hauteur et de largeur vers l'aval, etc. Elles passent ensuite de la Craie supérieure à la région des atterrissements, où elles poursuivent vers le Sud-Est jusqu'à l'artère principale de l'Oued Mya, dont nous parlerons plus loin.

Auprès d'Hassi el-Melah, de même qu'à Noumar, la falaise supérieure présente une série de promontoires allongés vers le Nord-Ouest, alternant avec des anses encaissées et fermées au Sud-Est. Vers le Nord, la falaise devient de plus en plus dentelée, comme nous avons vu; puis elle est traversée par les vallées dont l'énumération précède. J'ai tracé sur ma carte géologique d'ensemble (pl. IV) la limite occidentale de l'étage supérieur, en reliant les extrémités des promontoires successifs ou les derniers gour détachés vers l'Ouest.

Nous sommes montés par une des échancrures de la falaise occidentale, puis descendus dans une autre; au delà, nous nous sommes trouvés sur le plateau supérieur, et nous avons continué ainsi vers le Nord-Est. L'épaisseur des calcaires du sous-étage supérieur augmente rapidement à mesure qu'on se rapproche du plateau continu (pl. XI, fig. 2).

Cette partie du désert est la plus aride, la plus nue, la plus triste que l'on puisse imaginer : c'est d'elle que les Arabes parlent quand ils disent que « Dieu devrait occuper ses damnés à faire sans cesse la route de Ouargla à El-Goléa. »

Pas la moindre broussaille, du moins l'année de notre mission. Plus de gour aux formes hardies, plus de dunes aux couleurs dorées. Le plateau nu n'a même plus cette surface absolument plane, ce polissage parfait, cette teinte chaude, qui donnent à certaines hamada quelque splendeur dans leur aridité.

Le sol n'est ni plat, ni accidenté. Le relief est à la fois mouvementé et surbaissé. L'œil, habitué aux effets d'horizontalité du Sahara, s'exagère les inégalités de la surface, lesquelles sont en réalité fort peu importantes. Toutefois, ce n'est plus seulement un bossellement vague, comme en offrent couramment les hamada.

Ici, les couches offrent des plongements divers, parfaitement perceptibles et même parfois mesurables. Le plongement maximum que j'ai constaté atteint 6 degrés. La direction et la ligne de plus grande pente ne se prêtent généralement pas à une détermination précise. On ne peut pas dire cependant que ces ondulations des couches n'obéissent à aucune loi : on distingue, en effet, un système principal d'ondulations plus ou moins parallèles, qui ont leurs axes approximativement dirigés vers le Nord-Est, et qui sont évidemment en relation avec les bombements à faible courbure que présentent, en grand, les plateaux crétacés du Sahara algérien (pl. X, fig. 3 et 4), parallèlement aux plissements des montagnes de l'Atlas.

Les vallées sont entaillées à peu près transversalement au festonnement général des couches, et leurs berges offrent des coupes naturelles où l'on constate bien l'allure sinusoidale de la stratification, ainsi que le montre la figure 9 de la planche XVI, prise au bord de l'Oued el-Khoua. Un autre système d'ondulations conjuguées s'observe fréquemment aussi dans le sens perpendiculaire (pl. XVI, fig. 10).

Nous avons recoupé ici l'Oued el-Khoua à 40 kilomètres en aval du point où nous avons traversé cette vallée en allant de Laghouat à El-Goléa. Au premier endroit, la vallée passait de l'étage inférieur (Craie moyenne) dans l'étage supérieur (Craie supérieure), et, augmentant brusquement de hauteur, elle atteignait au moins 80 mètres, dont 50 mètres de marnes. Au second endroit, elle n'avait plus que 20 mètres et était entièrement calcaire.

Les mêmes calcaires saccharoïdes, grisâtres, très durs, se voient à la surface de cette région. A une demi-journée au delà de l'Oued el-Khoua, le facies minéralogique change, et ce sont des calcaires compacts, blancs, veinés de bleu et de noir. Puis la surface se couvre de taches de calcaires concrétionnés de plus en plus larges; cette croûte devient bientôt prédominante et ne laisse plus apercevoir que quelques îlots crétacés : on passe alors de la hamada crétacée, blanche et relativement mouvementée, à une hamada concrétionnée, rougeâtre et absolument unie, qui recouvre les atterrissements du bassin du Melrir.

Notre itinéraire franchit ainsi le contour limite des atterrissements, sur lesquels il se maintient désormais.

L'Oued Sadana (Oued Zirara) passe de la région crétacée à la région d'atterrissement à peu de distance en amont du point où nous l'avons recoupé. Au fond même du lit d'un affluent de cet oued, j'ai vu le Crétacé sous-jacent affleurer sur un petit espace. Les berges n'avaient guère qu'une dizaine de mètres et étaient constituées par la carapace d'atterrissement en calcaire concrétionné, tufacée vers le bas, compacte vers le haut. Le calcaire compact est rougeâtre; au microscope, il montre l'état finement cristallin de la calcite concrétionnée; il est rempli de grains de quartz et de débris de feldspath. Parfois ce calcaire devient noirâtre et ferrugineux. Il empâte souvent des galets ou des débris de calcaire crétacé, des silex anguleux ou en plaquettes, et il forme

alors des poudingues et des brèches, dont on peut recueillir de beaux échantillons.

L'itinéraire de retour de la colonne de Galiffet passe sensiblement en amont-pendage du nôtre. Il recoupe l'Oued Zirara, ainsi que l'Oued Ter'ir, sur le plateau créacé, et semble, d'après la relation de M. Parisot⁽¹⁾, suivre la limite du Crétacé et des atterrissements entre l'Oued Terir et l'Oued Zahra.

Notre itinéraire, à partir de l'Oued Sadana, change de direction (pl. I) et va vers l'Est; il traverse l'Oued Ter'ir dont les berges, en terrains d'atterrissement, ont en ce point 20 mètres, ainsi que plusieurs autres gouttières d'érosion. Il continue ainsi jusque près d'Hassi-Berkan. La pente générale sur cette section n'est guère que de 0.1 p. 100, et cependant l'on suit presque la ligne de plus grande pente du manteau d'atterrissement.

L'épaisseur de la formation d'atterrissement n'augmente pas rapidement, d'ailleurs, près des bords du bassin. Le Crétacé sous-jacent réapparaît même dans la plaine d'Hassi-Berkan, que nous avons traversée sur toute sa longueur, en nous dirigeant vers le Nord-Est, et par laquelle nous avons débouché dans l'Oued Mya (voir la carte géologique d'ensemble, pl. IV, et la coupe géologique d'El-Goléa à l'Oued Mya, pl. XI, fig. 2).

L'atterrissement ancien qui recouvrait toute cette région a donc été dénudé ici par les érosions quaternaires. Le plateau calcaire a été remis à nu sur 500 kilomètres carrés environ. D'où une hamada créacée, en contre-bas de la hamada d'atterrissement : la différence de niveau est d'une vingtaine de mètres seulement le long du rebord septentrional de la plaine; la hauteur du rebord méridional est plus grande; çà et là de petits gour arrondis, en grès quartzeux concrétionnés, témoins de la formation d'atterrissement, parsèment la plaine, semblables à des billes jetées sur une table de marbre blanc.

Les calcaires de la plaine de Berkan appartiennent à des niveaux déjà assez élevés dans la Craie supérieure. Ils se font remarquer par une grande abondance de nodules de silex, généralement noirs, dont les éclats jonchent le sol et parfois le recouvrent littéralement. La présence de ces silex est un caractère important des plateaux de la Craie supérieure du Sahara algérien : la Craie supérieure donne lieu aussi à des hamada *noires*, tandis que les hamada de la Craie moyenne sont généralement *blanches*.

Les calcaires à silex de Berkan sont blancs, compacts, subcraeux; ils sont associés à des calcaires lamellaires, blancs, piquetés et veinés de bleu, dont la surface, polie par les sables, est comme vernissée. L'analyse n° 10 donne la composition d'un de ces calcaires.

Les calcaires créacés sont traversés par des veinules de calcaire concrétionné, qui sont ici également blanchâtres, mais plus finement lamellaires. Parfois on a une véritable brèche.

On peut estimer (pl. XI, fig. 2) que le massif des calcaires supérieurs du

⁽¹⁾ A.-V. Parisot. — La région entre Ouargla et El-Goléa (*Bull. Soc. Géogr.*, déc. 1876).

Sahara algérien a une épaisseur totale de plus de 130 mètres, savoir : à la partie inférieure, 40 mètres de calcaires dolomitiques et saccharoïdes; au-dessus, 30 à 60 mètres de calcaires compacts; et, à la partie supérieure, 60 à 30 mètres de calcaires semblables avec silex⁽¹⁾.

La plaine d'Hassi-Berkan communique largement, du côté oriental, avec la grande vallée de l'Oued Mya, qui vient du Sud-Ouest-Sud.

Nous verrons dans le chapitre suivant que le bassin du haut Oued Mya et de ses affluents est formé par le prolongement méridional du plateau supérieur. Cette grande artère entaille la hamada crétacée, puis, à partir de Kechaba, la hamada d'atterrissement, et elle continue vers Ouargla en se maintenant du côté du bord occidental du bassin d'atterrissement.

L'Oued Mya reçoit sur sa gauche la série des vallées déjà citées : l'Oued el-Khoua, l'Oued Sadana, l'Oued Ter'ir. Plus au Nord, l'Oued Zahra débouche dans la plaine de Berkan, et celle-ci dans l'Oued Mya, vis-à-vis de Dayet Kebrit (*kebrit*, soufre), bas-fond au milieu des alluvions quaternaires de la vallée.

L'Oued Mya a bien alors 30 kilomètres de largeur. C'est une large gouttière creusée dans les grès de la formation d'atterrissement. L'érosion a même atteint les calcaires crétaqués sous-jacents, du moins du côté occidental, où l'atterrissement a peu d'épaisseur : ces calcaires apparaissent à nu sur la pente du flanc gauche de la vallée. La pente calcaire est couronnée, d'ailleurs, par un escarpement d'une trentaine de mètres en grès d'atterrissement, et ces grès constituent, entre l'Oued Mya et la plaine voisine de Berkan, à l'Ouest, un massif en saillie, se terminant par un promontoire de plus en plus étroit, à la pointe duquel passe la grande coupe géologique d'El-Goléa à l'Oued Mya (pl. XI, fig. 2).

Les couches crétaquées qui affleurent ainsi sur la pente calcaire du flanc gauche de l'Oued Mya, vis-à-vis de Dayet Kebrit, plongent elles-mêmes vers la vallée. Le plongement est perceptible à l'œil et nullement négligeable, d'après la coupe naturelle que m'a offerte un petit mamelon situé sur la pente, un peu à l'Est de la coupe précédente, et montrant des assises immédiatement supérieures aux calcaires de la plaine de Berkan; ces assises sont en calcaire rosé, clair, compact, criblé de petites veinules de calcaire spathique. Il est intéressant de voir qu'au bord de l'Oued Mya, de même qu'à l'Est du Mzab, le plongement du Crétacé augmente sensiblement sur le versant considéré du bassin d'atterrissement.

La plaine de Berkan se fonde dans la plaine de l'Oued Mya; le calcaire ne se montre pas à la surface sur plus d'une dizaine de kilomètres en avant du débouché, et il est peu à peu recouvert par les alluvions quaternaires de la vallée. L'Oued Mya présente ensuite sur la gauche (pl. I et IV), entre Dayet Kebrit et Hassi el-Kebach, un élargissement brusque, ayant la forme d'un quadrilatère, dont la longueur est d'environ 60 kilomètres et dont les petits côtés,

⁽¹⁾ Je ne saurais préciser, d'après mes observations, à quel niveau du massif considéré se place exactement la limite entre les calcaires avec et sans silex.

perpendiculaires à la vallée, ont l'un, au Sud, 30 kilomètres, l'autre, au Nord, 20 kilomètres; la plaine de Berkan communique par une trouée de 14 kilomètres d'ouverture avec le côté Sud. Cet élargissement de la vallée est occupé par le bas-fond d'Hassi el-Hadjar, que domine à l'Ouest une ligne, plus ou moins déchiquetée, d'escarpements en grès, se reliant, d'une part, au rebord septentrional de la plaine de Berkan, et, d'autre part, à la falaise du bas-fond de Ouargla.

On peut se convaincre que le bas-fond d'Hassi el-Hadjar n'est pas situé d'une manière quelconque.

Le manteau d'atterrissement qui recouvre le plateau de la Craie supérieure a une vingtaine de mètres, avons-nous dit, au Nord de Berkan. Il diminue progressivement d'épaisseur vers le Nord-Ouest, et j'ai tracé de ce côté son contour limite sur la carte géologique d'ensemble (pl. IV).

A Ouargla, d'autre part, en ajoutant la hauteur de la falaise qui domine la sebkha à la profondeur des puits qui sont creusés dans l'oasis, nous verrons qu'on obtient une épaisseur de 100 mètres, rien que pour l'étage supérieur des atterrissements anciens, au-dessous duquel se trouvent encore des atterrissements inférieurs. D'ici, en remontant le manteau d'atterrissement vers le Nord-Ouest, on arrive sur le plateau du Mzab et de Metlili, qui appartient à la Craie moyenne, et j'ai également tracé le contour limite du bassin d'atterrissement de ce côté (pl. IV).

Or, ces deux contours ne se raccordent nullement : on peut dire sommairement qu'ils sont parallèles et distants de 80 kilomètres. Bien que les terrains d'atterrissement ne comprennent, sur ce versant du bassin, que des dépôts de transport, et, par suite, n'aient pas été déposés sous des eaux tranquilles, leur limite offre une certaine analogie avec le bord d'une nappe d'eau baignant une plage, les deux plateaux étagés de la Craie supérieure et de la Craie moyenne s'avancant l'un plus que l'autre vers l'intérieur du bassin.

Nous avons vu que le plateau supérieur est limité, à l'Ouest, par une falaise qui domine le plateau inférieur. Cette ligne de relief, plus ou moins ébréchée, mais très nette dans son ensemble, ne doit pas se prolonger beaucoup au Nord de l'Oued Zahra, jusqu'où nous l'avons suivie, et l'étage supérieur manque dans la région de Metlili : il semble que la falaise en question tourne alors vers l'Est, puis vers le Sud-Est. C'est le long de cette ligne transversale de relief que doit se faire le raccord entre les contours de l'atterrissement sur les deux plateaux.

L'itinéraire d'aller de la colonne de Galiffet, à partir d'Hassi el-Hadjar, se dirige vers l'Ouest et monte sur le plateau d'atterrissement; au bout d'une cinquantaine de kilomètres, il coupe l'Oued el-Fehal. « Le cours de l'Oued el-Fehal, dit M. Parisot, est marqué par un relèvement de terrain et par les gour de sa rive droite. — La berge, sur la rive droite, paraît seule conserver le caractère rocheux. La berge gauche disparaît sous des alluvions terreuses qui semblent

prolonger le plateau jusqu'au lit de l'Oued. » Autrement dit, l'Oued el-Fehal est dissymétrique, sa berge droite est formée par la falaise qui limite le plateau crétacé supérieur, et son lit est au niveau du plateau d'atterrissement situé en contre-bas.

La dépression de l'Oued el-Fehal est continuée par celle d'Oum-Thouil, qui semble entaillée dans les grès d'atterrissement, et qui aboutit au grand bas-fond d'Hassi el-Hadjar, en alluvions quaternaires.

Les terrains crétacés sous-jacents doivent se trouver à peu de profondeur dans cette partie de l'Oued Mya. Au bas-fond d'Hassi el-Hadjar, M. Parisot signale d'énormes blocs en calcaire blanc, sans doute crétacés, enfoncés au milieu du sol comme les bornes d'une route. Vis-à-vis, sur l'autre bord de l'Oued Mya, le puits d'Hassi el-Gara est creusé, d'après M. F. Foureau⁽¹⁾, dans une roche calcaire semblant aussi crétacée. Nous avons vu enfin que le plateau de la Craie supérieure reparait à nu dans la plaine de Berkan.

Quant à la ligne de relief qui limite au Nord-Est ce plateau crétacé supérieur, et qui, d'après ce qui précède, forme falaise le long de l'Oued el-Fehal, elle doit poursuivre sous les atterrissements, en perdant sa netteté et se dirigeant vers l'Est, et il est probable que ce ressaut souterrain est en relation avec le bas-fond d'Hassi el-Hadjar.

CHAPITRE II.

ÉTUDE D'ENSEMBLE SUR LES TERRAINS CRÉTACÉS DU SAHARA SEPTENTRIONAL².

La géologie du Sahara algérien donne la clef de la géologie des régions crétacées du Sahara septentrional. Connaissant la Craie du Sahara algérien et ses relations avec le relief, j'ai entrepris de coordonner les découvertes faites çà et là dans les autres régions du Sahara septentrional par les voyageurs géologues, et j'ai même pu interpréter parfois, au point de vue géologique, certains renseignements purement géographiques.

J'ai déjà signalé, dans les préliminaires, la cuvette immense que les terrains crétacés figurent tout autour du grand bassin d'atterrissement du chott Melrir. Cette cuvette crétacée du Melrir sera ici l'objet d'un premier paragraphe, dans lequel, après avoir résumé en quelques mots le chapitre précédent, je passerai en revue les terrains crétacés du Sud du Sahara algérien et ceux du Sahara tripolitain et tunisien.

Dans un deuxième et un troisième paragraphes, je donnerai un rapide aperçu sur l'extension des terrains crétacés vers l'Ouest et vers l'Est, d'une part, dans le Sahara marocain, et, d'autre part, dans les déserts libyque et arabe, ainsi

⁽¹⁾ F. Foureau. — Excursion dans le Sahara algérien (*Rapport à M. le Ministre de l'instruction publique*, 1883).

⁽²⁾ Cette étude d'ensemble sur les terrains crétacés du Sahara septentrional a été publiée par moi dès l'année 1881 dans le *Bulletin de la Société géologique de France* (3^e série, tome IX), ainsi que le résumé de mes observations sur les terrains crétacés du Sahara algérien.

qu'en Arabie Pétrée, en Palestine et en Syrie. Le troisième paragraphe comprendra également un aperçu sur les terrains nummulitiques et miocènes du Nord des déserts libyque et arabe.

Je terminerai, dans un quatrième paragraphe, par quelques conclusions générales sur les terrains crétacés du Sahara septentrional.

§ 1^{er}. LA CUVETTE CRÉTACÉE DU MELRIR.

L'exposé qui suit part du Sahara algérien, va d'El-Goléa à In-Salah, Hassi el-Mesegguem, Timassinin, Ohanet, et aboutit en Tripolitaine et dans le Sud tunisien, faisant ainsi le tour de la cuvette crétacée du Melrir : il se termine par un coup d'œil d'ensemble sur cette cuvette.

I. RÉSUMÉ SUR LES TERRAINS CRÉTACÉS DU SAHARA ALGÉRIEN.

La coupe générale des terrains crétacés du centre et du Sud du Sahara algérien comprend, de bas en haut (pl. X et XI) : un massif très puissant de marnes avec gypse interstratifié, calcaires et grès subordonnés (200 mètres au moins, et sans doute bien davantage, surtout vers le Nord); un massif continu de calcaires (environ 100 mètres); de nouveau, des marnes gypseuses (50 mètres), et un massif calcaire (évalué à 100 mètres), surmonté lui-même de calcaires avec silex (plus de 30 mètres). D'où deux plateaux calcaires étagés couronnant deux séries d'escarpements marneux.

Le groupe inférieur s'est montré très fossilifère dans la région d'El-Goléa. Il appartient à la Craie moyenne, dont la faune présente une correspondance frappante dans l'Atlas et au Sud du Sahara algérien, à 500 kilomètres de distance. L'étage marneux représente le Cénomaniens, l'étage calcaire le Turonien.

Le groupe supérieur ne m'a pas offert de fossile caractéristique. Toutefois, il peut, ainsi que je vais l'exposer, être suivi vers l'Est jusqu'en Tripolitaine, où, d'après ses fossiles, il appartient à la Craie supérieure (étage Sémonien). D'autre part, les calcaires à silex du haut de cet étage présentent une similitude incontestable de facies minéralogique avec les calcaires à silex du Nord et du Nord-Est du Sahara algérien, lesquels sont nummulitiques et correspondent au Suessonien, bien que se rattachant plutôt, par leur facies général, aux terrains secondaires qu'aux terrains tertiaires. En somme, tout bien pesé, il semble naturel, en l'absence d'indications paléontologiques, de considérer, jusqu'à nouvel ordre, l'étage supérieur du Sud du Sahara algérien comme représentant les terrains crétacés supérieurs, mais en sous-entendant que leur partie supérieure appartient sans doute déjà à la base des terrains tertiaires.

Au Nord du Sahara algérien, la présence du Suessonien est certaine dans la région orientale des daya et au Djouf; mais cette région, malgré sa proximité relative, est encore assez mal connue : une exploration géologique entre Biskra et le Mزاب serait désirable et facile.

Au centre du Sahara algérien, le plateau de la Craie moyenne règne seul, dans la chebka du Mzab et de Metlili (altitude du point culminant du plateau, 740 mètres), et il se termine à l'Ouest par la grande falaise d'El-Loua (altitude maxima de la crête, 651 mètres).

Enfin, dans le Sud du Sahara algérien, on voit nettement les deux étages de la Craie moyenne et de la Craie supérieure; leurs limites, d'abord ébréchées ou masquées par des dunes, donnent lieu dans la région d'El-Goléa à deux falaises concentriques (falaise d'El-Goléa, 455 mètres, et oasis, 383 mètres).

II. EL-GOLÉA, IN-SALAH, HASSI EL-MESEGGUEM.

Nous avons vu que les deux étages crétacés du Sahara algérien forment, à l'Est d'El-Goléa, deux falaises Nord-Sud de 70 à 80 mètres. Elles tournent ensuite vers le Sud-Ouest, de sorte qu'on les gravit également l'une après l'autre quand on quitte El-Goléa pour le Sud. Mais la saillie du gradin inférieur diminue progressivement de ce côté; le gradin supérieur, au contraire, conserve toute son importance, et la ligne de relief à laquelle il donne lieu frappe bien davantage le voyageur: elle seule est figurée sur l'itinéraire de M. Soleillet entre El-Goléa et In-Salah (1874).

Le plateau supérieur poursuit vers le Sud; il prend plus loin le nom de Tademayt; il se termine vis-à-vis d'In-Salah par un escarpement regardant le Sud, appelé Djebel Tidikelt. La hamada est profondément entaillée par le réseau des vallées de tête de l'Oued Mya; l'escarpement limite lui-même est fortement déchiqueté. Cette région est donc accidentée; mais elle ne ressemble pas à un massif montagneux, comme la représentaient les anciennes cartes: elle est accidentée à la manière des *chebka* crétacées, et son système orographique est simple.

Telle était mon opinion à la suite de notre pointe au Gueurn el-Chouff, et d'après les renseignements indigènes que j'avais recueillis; je l'ai consignée en quelques mots, à mon retour, dans une note à l'Académie des sciences ¹⁾.

Cependant M. Pomel, qui fait autorité en matière de géologie saharienne, pensait que le terrain changeait de nature entre El-Goléa et In-Salah: des indigènes, auxquels il avait montré, d'une main, le calcaire crétacé blanchâtre des hamada algériennes, et, de l'autre, le grès dévonien noir des plateaux des Touareg, avaient désigné le grès noir comme constituant le sol de ce côté.

Il n'en est rien, et la seconde mission Flatters (1881) a tranché la question. Son itinéraire traverse, en effet, la partie orientale du plateau de Tademayt. Dans une lettre qu'il m'adressait d'Hassi el-Mesegguem, mon malheureux camarade Roche décrit ce plateau, qui est crétacé, ainsi que nous le pensions; les silex y

¹⁾ G. Rolland. — Sur le terrain crétacé du Sahara septentrional (*Comptes rendus de l'Académie des sciences*, 8 juin 1880).

abondent et, par places, couvrent le sol : c'est là, ai-je dit, un caractère du plateau supérieur. Ce sont ces silex que les indigènes, interrogés par M. Pomel, auront confondus, à cause de leur couleur, avec le grès dévonien, également noir, des Touareg.

Le meilleur document sur l'orographie de la région qui sépare El-Goléa d'In-Salah m'a semblé être la carte par renseignements dressée par M. le capitaine Parisot en 1873⁽¹⁾. C'est cette carte, avec quelques modifications du côté oriental, d'après les récents résultats de la deuxième mission Flatters, et vers le Sud-Ouest, d'après certaines indications puisées dans la relation du voyage de M. Rohlfs à In-Salah (1864), qui m'a servi pour la partie correspondante de ma carte géologique (pl. IV).

On voit avec quelle netteté se détachent ici les deux plateaux superposés et leurs falaises limites, lesquelles décrivent deux courbes concentriques et convexes vers l'Ouest. Le pied de l'escarpement extérieur est longé par une zone d'alluvion, en pente faible vers le Sud-Ouest : c'est l'Oued Meguiden. L'escarpement intérieur est couronné par le plateau qu'entaillent l'Oued Mya et ses tribulaires.

La falaise extérieure est relativement moins haute et moins continue, surtout à partir de son tournant vers l'Est. Vis-à-vis des oasis du Tidikelt et d'In-Salah, elle offre de larges brèches; mais quelques témoins la jalonnent encore de distance en distance. Le plateau inférieur est alors presque entièrement dénudé ou recouvert par les alluvions; son emplacement est sillonné du Nord au Sud par une série de ravinements, à l'origine desquels se trouvent des sources, situées au pied de la falaise intérieure.

La falaise intérieure forme, au contraire, une ligne de relief saillante et continue, le Djebel Samani à l'Ouest et le Djebel Tidikelt au Sud. Elle présente des échancrures dans le prolongement des oueds du plateau supérieur, et c'est par ces cols que passent les chemins de caravane allant d'El-Goléa et de Ouargla à In-Salah et au Tidikelt.

D'après M. Rohlfs, le point le plus élevé du Djebel Tidikelt, vis-à-vis d'In-Salah, est le Hank el-Mehari, au Nord-Ouest (il ne serait élevé que de 60 mètres au-dessus de la sebkha). Le voyageur dit explicitement⁽²⁾ que cette falaise forme une ligne continue, qui limite au Sud le plateau de Tademayt, se prolonge ensuite vers le Nord-Est, en augmentant beaucoup de hauteur, et prend à une certaine distance d'In-Salah le nom de Djebel Tademayt.

L'itinéraire de M. Rohlfs entre In-Salah et Ghadamès (1864) suit le pied méridional de l'escarpement. Il traverse une série d'oueds, en pente vers le Sud et allant à l'Oued Massin. A mi-chemin, il est question d'une hamada en calcaire poli. Plus loin, on a sur sa route une série de petits monticules dirigés vers le Nord-Est (ce seraient des témoins de l'étage de la Craie moyenne, jalonnant le

⁽¹⁾ A.-V. Parisot. — (*Bulletin de la Société de géographie*, février 1880.)

⁽²⁾ G. Rohlfs. — Von Maroc zum Tripoli, bei In Salah und Ghadamès, 1864.

bord du plateau inférieur plus ou moins dénudé) : notons ici que l'amorce de cette ligne de monticules est également indiquée sur la carte de la seconde mission Flatters (1881).

Voulant explorer une région nouvelle, le colonel Flatters suivit, à partir de Ouargla, une direction intermédiaire entre son itinéraire de l'année précédente de Ouargla sur El-Biodh et l'itinéraire de notre mission d'El-Goléa à Ouargla. Il remonta l'Oued Mya vers le Sud-Ouest jusqu'à Hassi Inifel : Roche vérifia que le contour limite séparant les plateaux crétacés et le bassin d'atterrissement passait bien à Kechaba, comme je l'avais tracé. A partir d'Hassi Inifel, la mission suivit un important affluent de l'Oued Mya, l'Oued Insokki, qui vient du Sud, et le remonta jusqu'à Hassi Insokki. Plus haut, l'Oued Insokki vient du Sud-Ouest; il poursuit vers l'amont, toujours entaillé dans le plateau supérieur, jusqu'à la falaise limite, franchit le Djebel Tidikelt par une brèche, et, tournant vers l'Ouest, se confond avec le cordon d'alluvions qui longe généralement le pied de la falaise supérieure. D'Hassi Insokki, le colonel se rabattit vers le Sud-Est, traversant la partie orientale du plateau de Tademayt, jusqu'à Hassi el-Mesegguem.

Le plateau, fortement raviné, se termine par une falaise devant la plaine de ce nom. La hamada est calcaire, avec silex noirs. Les escarpements sont marneux.

Ainsi le terrain crétacé forme un grand promontoire (pl. IV) qui, à partir d'une ligne qu'on tracerait d'El-Goléa à Hassi el-Mesegguem, s'avance vers le Sud-Ouest-Sud jusqu'à In-Salah. Ce promontoire n'est autre que le bassin du haut Oued Mya, et le bassin en question est dessiné par une grande ondulation des couches crétacées, ondulation concave dont l'axe est dirigé vers N. 30° E. environ et incliné dans ce sens. Quant à la direction des couches, qui au Sud d'El-Goléa plongeaient au S. E., elle tourne graduellement de plus de 90 degrés, de manière que, dans la partie orientale du Tademayt, le plongement a lieu au Nord-Est-Nord.

III. HASSI EL-MESEGGUEM, TIMASSININ, OHANET.

La plaine d'atterrissement de Mesegguem est comprise entre l'escarpement limite du plateau de Tademayt, haut de 40 à 50 mètres, au Nord et au Nord-Ouest, et l'escarpement limite du plateau de Tinghert, haut de 60 mètres environ, à l'Est et au Sud-Est. Ces deux escarpements se font face et se correspondent.

La partie occidentale du plateau de Tinghert a été traversée par la suite du deuxième itinéraire Flatters. Ce sont toujours les mêmes calcaires avec silex qui forment le plateau supérieur; des gour superposés indiquent peut-être ici des couches appartenant à un niveau un peu plus élevé que les calcaires à silex. Le massif calcaire recouvre comme d'habitude un massif de marnes gyp-

seuses, et celles-ci apparaissent sur les flancs des falaises et des oueds. Une première falaise limite le haut plateau; à ses pieds s'étend le bas plateau, lequel se termine par une seconde falaise de 35 à 40 mètres, dominant la plaine d'alluvions de l'Oued Aserhoum. Le bas plateau est en calcaire dolomitique blanc ou gris; il est surmonté de quelques gour; on rencontre des *Ammonites* à sa surface: il est semblable au plateau turonien des Gour Ouargla. La seconde falaise est marno-gypseuse et offre des fossiles, parmi lesquels Roche a cru reconnaître l'*Heterodiadema libycum*: elle est cénomaniennne et se trouve au même niveau géologique que la falaise d'El-Goléa.

On voit sur la carte (pl. IV) que le plateau de Tinghert, entre Hassi el-Me-segguem et Timassinin, dessine un promontoire crétacé vers le Sud, limité au Sud-Ouest par la plaine d'atterrissement de l'Oued Massin, celle-ci en pente vers l'Oued Messaoud à l'Ouest, et au Sud-Est par la plaine de l'Oued Aserhoum, celle-là en pente vers l'Oued Igharghar au Nord-Est. Ce promontoire est formé par une ondulation concave des couches crétacées, avec l'axe de l'ondulation dirigé et incliné vers le Nord-Est. La direction des couches, qui dans la partie occidentale du plateau plongent vers l'Est, tourne graduellement de près de 90 degrés, de manière que, près d'El-Biodh, le pendage a lieu vers le Nord. Le plateau supérieur est entaillé par l'Oued ben-Abbou, l'Oued el-Hadjadj et leurs affluents. Le pied de la falaise supérieure est longé par les alluvions de l'Oued Melah.

C'est la reproduction, à une échelle plus petite et avec une moindre régularité, du promontoire de l'Oued Mya. Entre ces deux promontoires, la dénudation a entamé davantage les terrains crétacés et donné lieu à une sorte de golfe d'atterrissement, qui pénètre dans la région crétacée, et au fond duquel n'apparaît plus que la falaise supérieure.

Même disposition plus loin vers l'Est. Le confluent de l'Oued Aserhoum et de l'Oued Igharghar correspond à un autre rentrant de la bordure crétacée. L'itinéraire de retour de la première mission Flatters (1880), par l'Oued Igharghar, n'a rencontré là qu'une falaise, celle de l'étage supérieur; mais l'itinéraire d'aller avait descendu, d'El-Biodh vers Timassinin, les deux gradins déjà plusieurs fois signalés.

Roche a décrit⁽¹⁾ les deux hamada, chacune de 40 à 50 kilomètres de largeur, et ensuite les deux escarpements successifs qui les bordent, le premier de 80 mètres de hauteur, dont 10 mètres calcaires au-dessus de marnes un peu gypseuses, le second de 100 mètres, composé d'un couronnement calcaire de 20 mètres, surmontant des marnes avec couches de gypse cristallisé (pl. X, fig. 2). Il a trouvé, dans les calcaires qui couronnent l'escarpement inférieur, l'*O. flabelata* (abondante), l'*O. Columba*, l'*O. Coquandi*, l'*O. Baylei*, l'*Hemiaster batnensis*, l'*Heterodiadema libycum* et la *Janira aquicostata*: cet escarpement est donc céno-

⁽¹⁾ J. Roche. — (*Comptes rendus de l'Académie des sciences*, 20 novembre 1880.)

manien, et il correspond rigoureusement à la falaise d'El-Goléa. L'escarpement supérieur n'a présenté aucun fossile, et Roche l'avait attribué au Turonien; pour ma part, je crois plutôt que le Turonien est représenté ici, de même qu'à l'Est d'El-Goléa, par une série de bancs calcaires affleurant sur le plateau intermédiaire sans donner lieu à aucun relief. Ici, comme dans le Sud du Sahara algérien, la Craie moyenne ne doit comprendre que la falaise inférieure et le plateau intermédiaire, et, quant à la falaise supérieure, elle doit être sénonienne et appartenir à la Craie supérieure.

D'ailleurs, parmi les fossiles que l'interprète Bou Derba avait recueillis, en 1859, auprès de Timassinin même, se trouvent l'*O. vesicularis*, l'*O. Matheroni* et le *Micraster Leskei*: ces fossiles indiquent la Craie supérieure, et même le haut de cet étage. Ils proviennent sans doute de la falaise ou du plateau supérieurs.

Ajoutons même qu'ici également il est possible que les calcaires à silex qui occupent le haut du massif calcaire du plateau supérieur soient suessoniens et correspondent à la base des terrains tertiaires.

Avant de quitter cette région, j'y signalerai l'allure intéressante de l'Oued Igharghar. Cet oued, qui vient du Sud, arrive droit sur la falaise transversale, plus ou moins déchiquetée, que l'étage supérieur forme au fond du rentrant (le plateau inférieur est ici recouvert par les alluvions et n'apparaît pas), et qui limite le plateau de Tinghert, en saillie; l'oued franchit, comme par une brèche, le rebord de ce plateau qu'il entaille, et, dès lors, se trouve encaissé entre deux berges abruptes; il poursuit ainsi, en faisant successivement deux coudes à angle droit, le premier vers l'Est, le second vers le Nord; puis il continue vers le Nord, la hauteur de ses berges diminuant graduellement, et il passe du plateau créacé au plateau d'atterrissement qui fait suite (pl. X, fig. 2).

De Timassinin à Ohanet, sur 2 degrés environ de longitude, la carte de M. Duveyrier indique nettement deux lignes de relief; elles sont rapprochées, mais distinctes. Elles forment ensuite un rentrant vers le Nord, ou plutôt deux rentrants l'un dans l'autre: au pied de la falaise supérieure se trouve la dépression de Tahala, entourée de hautes berges à pic, par laquelle est passé le voyageur⁽¹⁾, venant de Ghadamès (1861); la dépression d'Ohanet est au pied de la falaise inférieure. De Tahala à Ohanet, M. Duveyrier a cheminé sur le plateau inférieur, qui plonge vers le Nord, et dans le ravin d'Ahedjren, qui l'entaille et s'écoule vers le Sud. Chemin faisant, il a ramassé, parmi les pierres parsemées à la surface, de nombreux fragments d'Ammonites en calcaire blanc jaunâtre, compact, légèrement saccharoïde: ce doit être le niveau des Ammonites turoniennes de Laghouat, d'El-Goléa, etc. Puis, sur le flanc des hauteurs qui bordent la route à l'Est, il a recueilli, dans un calcaire blanc et subcraieux, plusieurs échantillons d'une *Ostrea* qui a été rapportée à l'*O. Columba*, mais que M. Péron suppose être plutôt l'*O. Mermeti*, laquelle se trouve à El-Goléa au même niveau.

⁽¹⁾ H. Duveyrier. — Les Touareg du Nord, 1864.

Il semble qu'à partir d'Ohanet les deux escarpements se rejoignent, et que les deux plateaux, dès lors entièrement superposés, ne soient plus limités que par une seule grande falaise, double pour ainsi dire en hauteur, au pied de laquelle la Craie moyenne ne tracerait plus qu'un liséré. Cette grande falaise poursuit vers l'Est, et nous la retrouverons formant le rebord méridional de la Hamada el-Homra.

Au Sud de la lisière méridionale du Crétacé, la région considérée présente une zone de dénudation dirigée de l'Est à l'Ouest, et en grande partie recouverte par le groupe des dunes d'Edeyen. Entre la falaise au Nord et les dunes au Sud, se trouve une dépression allongée, un couloir, qui, d'Ohanet à Timassinin, s'appelle Oued el-Djoua, par comparaison avec un fourreau : même disposition et même nom qu'au Sud-Est d'El-Goléa.

Mentionnons enfin un lambeau détaché de Craie supérieure, beaucoup plus au Sud, près de Ghat, à Serdelès, vers l'extrémité septentrionale de la chaîne dévonienne de l'Akakous (pl. IV) : M. Duveyrier y a rencontré, en effet, « le calcaire crétacé, jaunâtre, avec *Inocérames* et bivalves, du plateau sur lequel est bâti Ghadamès. » On se trouve là au milieu d'une région très fortement dénudée, dont les principaux reliefs sont dévoniens, et, à Serdelès même, ce sont, ainsi que nous verrons⁽¹⁾, des grès dévoniens, avec *Spirifer* et *Chonetes crenulata*, qui semblent dominer ; ajoutons qu'on est très loin du bord méridional de la Hamada el-Homra : il ne s'agit donc évidemment là que d'un témoin tout à fait isolé et accidentel de la Craie supérieure.

IV. LA TRIPOLITAINE ET LE SUD TUNISIEN.

Si l'on reprend l'itinéraire de M. Duveyrier (1861) à la dépression de Tahala et qu'on le suive à rebours vers Ghadamès au Nord-Est, on traverse un plateau plongeant dans cette direction, assez raviné, et supportant çà et là des gour.

Ghadamès (350 mètres), ses environs et la région intermédiaire entre Ghadamès et Tripoli ont été explorés, en 1862, par Vatonne⁽²⁾. Toute cette région est constituée « par le terrain de la Craie blanche, caractérisé par l'*O. Overwegi* et l'*Inoceramus impressus* ».

M. Coquand avait eu en sa possession les fossiles recueillis par Vatonne, sur lesquels il a bien voulu me communiquer les renseignements suivants : « J'ai pu constater, dit-il, outre un certain nombre d'espèces rothomagiennes, la présence dans cette région de l'*Heterodiadema libycum*, échinoderme essentiellement carntonien, de l'*O. Boucheroni*, espèce santonienne, des *Ostrea vesicularis*, larva, ostracina, déjà signalées, en 1852, par de Buch dans le Sahara tripolitain (expédition d'Overweg) et indiquées à nouveau dans ma *Monographie du genre Ostrea* (1869), espèces dévoilant dans cette partie du Sahara l'existence de la

⁽¹⁾ Quatrième partie, chapitre I.

⁽²⁾ F. Vatonne. — Mission de Ghadamès, 1863.

Craie supérieure (étage Campanien), et enfin de l'*Ostrea Overwegi*, de Buch (non Coquand), recueillie pour la première fois par Overweg, rapportée plus tard de Ghadamès par Vatonne, par moi de l'Aurès et tout récemment du désert libyque par M. Zittel; or l'*O. Overwegi* est logée dans la partie la plus élevée de la Craie, qui correspond à mon étage dordonien, et elle se retrouve à Saint-Mametz (Dordogne). »

Je ne sais où Vatonne a recueilli l'*Heterodiadema libycum*, et, d'après ce qui suit, je suppose que c'est en quittant Tripoli, à la montée du Djebel Jefran, à la base duquel se trouve, en effet, un liséré de Craie moyenne. Mais, d'après les découvertes de Vatonne lui-même, le plateau, entre Tripoli et Ghadamès, semble appartenir aux niveaux élevés de la Craie supérieure. Aux environs de Ghadamès, il est formé par des couches de calcaires dolomitiques blanchâtres, pétris d'Inocérames, avec intercalation de bancs de gypse; il est parsemé de gour qui lui sont superposés, et qui sont couronnés par des plates-formes en dolomies quartzeuses et quartzites de couleur noire, quelquefois avec noyaux de silex noirs et géodes de calcite, où l'on trouve également de nombreux Inocérames : ces Inocérames se rapportent surtout à l'*I. Cripsi*.

La même nature de terrain a été constatée par Vatonne au Nord-Est de Ghadamès, vers Tripoli, et au Nord-Ouest, vers El-Oued. De ce côté, les grandes dunes de l'Erg oriental reposent directement sur le Crétacé, que les sables laissent voir çà et là jusqu'auprès de Bir es-Çof. Le puits de ce nom est creusé dans les terrains d'atterrissement; mais, à peu de distance à l'Est, le Crétacé apparaît. Sur une grande partie des itinéraires de Ghadamès à Bir es-Çof et de Ghadamès à Ouargla, le Crétacé semble former des pointements au travers de l'atterrissement.

En somme, on peut dire que la Craie supérieure règne sur plus de 2,000 myriamètres carrés à la surface de la Tripolitaine.

Elle poursuit au Nord-Ouest dans le Sahara tunisien, dont tous les reliefs sont, d'une façon générale, d'après M. Pomel⁽¹⁾, « des îlots plus ou moins vastes de cette formation », — la Craie à *Inocérames* et les niveaux voisins, — « dans une mer de terrain quaternaire diluvien », — les terrains d'atterrissement saharien. De part et d'autre des chotts Djérid et Fejej cependant, j'ai dit plus haut⁽²⁾ que les couches soulevées laissaient apparaître la Craie moyenne sur les flancs opposés des chaînes rocheuses qui encadrent ces chotts; mais de part et d'autre affleurent également la série des couches de la Craie supérieure, qui constituent, en particulier, les extrémités de cette grande boutonnière : il y a lieu de noter le Dordonien du seuil de Kriz, avec *Echinobrissus sūfensis*, *E. Meslei*, *Cassidulus linguiformis*, etc. Plus au Nord j'ai ajouté qu'il existait, en outre, un

⁽¹⁾ A. Pomel. — Géologie de la province de Gabès et du littoral oriental de la Tunisie (*Association française pour l'avancement des sciences*, 1877).

⁽²⁾ Première partie, chapitre I, § 1. III.

puissant étage Suessonien dans les montagnes de la lisière méridionale de l'Atlas tunisien.

Revenant vers le Sud des chotts, je ferai observer que, sauf la chaîne soulevée du Djebel Tabaga, immédiatement au Sud du Fejej, et peut-être plusieurs autres petites chaînes au Sud de celle-ci, la région qui s'étend au delà se rattache bientôt au système orographique du plateau tripolitein. Ainsi, chez les Ourghamma, il n'y a pas de massif montagneux, comme on l'a dit parfois : les *montagnes des Troglodytes* sont formées par les couches presque horizontales de la Craie supérieure, et représentent un plateau étroit et allongé du Nord au Sud, déchiqueté par de profonds ravinements, hérissé de pitons, accidenté à la manière des *chebka*.

L'arête rocheuse en question comprend le Djebel Douirat et se relie, vers le Sud-Est, au Djebel Nefousa. Dans leur ensemble, ces reliefs crétacés figurent, du côté du littoral, une grande ligne de falaises, courbe et concave vers le Nord-Est, allant de Gabès à Tripoli, et limitant, d'autre part, un système de plateaux en pente vers le Souf et Ghadamès.

Au Sud même de Tripoli, le Djebel Nefousa se termine par le Djebel Gharian, grand promontoire abrupt et dentelé, à la pointe septentrionale duquel se dresse le mont volcanique du Tekout. Vers l'Ouest, et côte à côte avec le Djebel Gharian, se trouve le Djebel Jefran, successivement visité par Overweg (1850) et par Vatonne (1862); entre autres fossiles, Overweg y a recueilli⁽¹⁾, dans un calcaire, au-dessus des marnes et gypses inférieurs, la *Trigonia sinuata*, qui dénote le Cénomaniien; il y a trouvé, de plus, des Rudistes qui semblent indiquer le Turonien. La Craie moyenne se trouve donc sur le flanc de cette grande falaise, tandis que la partie supérieure de la falaise et le plateau appartiennent à la Craie supérieure.

Quand on examine les cartes des itinéraires de Rohlfs (1865)⁽²⁾ et de Nachtigal (1869)⁽³⁾, auxquelles est empruntée toute la partie orientale de ma carte géologique (pl. IV), on reconnaît qu'à partir du Djebel Gharian, la grande falaise se dédouble : sa tranche supérieure tourne au Sud, tandis que sa tranche inférieure continue vers le Nord-Est. La première limite à l'Est le haut plateau dont je viens de parler; mais elle domine elle-même un plateau intermédiaire. La seconde limite ce plateau intermédiaire, au Nord-Ouest, depuis le Djebel Gharian jusqu'à la mer près de Lebda, et domine la plaine du littoral de Tripoli, qu'elle achève de fermer. Cette seconde falaise s'appelle le Djebel Tarhouna; elle est calcaire et marneuse; Overweg y a recueilli l'*O. conica*, cénomanienne. Ainsi la Craie supérieure forme le haut plateau; la Craie moyenne forme le bas plateau, ou, quand les deux plateaux se superposent, trace un liséré au bas de la falaise commune : c'est toujours la même disposition.

⁽¹⁾ Beyrich. — Bericht üb. die von Overweg auf d. Reise von Tripoli nach Murzuk und von Murzuk nach Ghat gefund. Versteinerungen (*Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 1852).

⁽²⁾ G. Rohlfs. — Quer durch Afrika. Reise vom Mittelmeer nach dem Tchad See, 1874.

⁽³⁾ G. Nachtigal. — Sahara und Sudan. Ergebnisse sechsjähriger Reisen in Afrika, 1879 et 1881.

La falaise supérieure se poursuit vers le Sud sur près de 2 degrés de latitude au travers de la Tripolitaine septentrionale, l'altitude du haut plateau qu'elle limite allant en décroissant du Nord au Sud (altitude au Nord, près du Djebel Gharian, 913 mètres). La crête saillante de cette grande ligne de relief est fort dentelée, et les flancs abrupts de la falaise se trouvent déchiquetés par un réseau de ravins, dirigés vers l'Est, lesquels se groupent et forment une série de vallées, entaillant ensuite le bas plateau ⁽¹⁾.

En quittant Tripoli (1850), Barth, Richardson et Overweg ²⁾ ont suivi ce rebord sinueux vers le Sud. Les flancs des escarpements et des gour offrent des alternances de calcaires et de marnes, des gypses, des argiles, rarement des grès. Des fossiles y ont été recueillis au Sud de Misda : ils indiquent les niveaux supérieurs de la Craie.

Dans l'Oued Tagiascha, Overweg a recueilli, à mi-hauteur des berges de la vallée, l'*Inoceramus impressus*, l'*Inoceramus Cripsi?*; dans l'Oued Semsem, il a découvert, en compagnie de l'*O. larva*, une *Ostrea* nouvelle, qui couvrait le sol : c'est l'*O. Overwegi*, Beyrich (*O. Fourneti*, Coquand), remarquable par sa grande taille, et abondante en Algérie dans les niveaux les plus élevés de la Craie supérieure (Dordonien supérieur).

Arrivés auprès de Gueria el-Gharbia, les voyageurs sont montés sur le haut plateau, qui, à partir de l'Oued Semsem, s'avance davantage vers l'Est, ainsi que nous le dirons plus loin. Ici commence la Hamada el-Homra proprement dite : hamada immense, limitée au Nord par une longue ligne de relief Est-Ouest, qui trace une démarcation assez nette entre la partie septentrionale, inégale et accidentée, du haut plateau et sa partie méridionale, absolument plate et unie (sauf quelques lignes de gour superposées).

L'itinéraire de Barth traverse de part en part la Hamada el-Homra; il passe à Redjem el-Erha, qui serait, d'après Barth, le point le plus élevé de la hamada ⁽³⁾. Le sol est calcaire, poli, blanc ou rougeâtre, avec silex jaunâtres. Toute cette région est renommée, même au désert, pour son aridité.

Fr. Bussetil, officier de santé à Mourzouk, qui a également parcouru la Hamada el-Homra ⁽⁴⁾, y a trouvé l'*Ostrea larva*, une *Ostrea* nouvelle du groupe de l'*O. fions*, des baguettes d'Oursins qui devaient être énormes, et enfin des Gastéropodes indéterminables. C'est toujours la Craie supérieure.

¹ Le bas plateau semble avoir subi, en outre, des dénudations d'un ordre plus général, et les terrains créacés doivent y être souvent masqués par des terrains d'atterrissement, par exemple, dans la dépression située immédiatement au Sud-Est du Djebel Tarhouna.

Dans son itinéraire de Tripoli à Sokna (1879), M. G. Rholfé mentionne aux environs de Boudjem des collines basses avec bancs entiers de *Cardium* : on se trouve là non loin du littoral méditerranéen, à des altitudes voisines du niveau de la mer, et il s'agit évidemment de plages soulevées de Quaternaire marin, comme on en rencontre tout le long des côtes barbaresques.

² H. Barth. — Travels and Discoveries in North and Central Africa, 1857.

³ Altitude, 511 mètres, d'après Barth; 591 mètres, d'après l'*Atlas de Stieler* (1883).

⁴ H. Duveyrier. — Les Touareg du Nord, 1864.

Overweg dit explicitement qu'il n'a pas vu de terrain nummulitique dans ces parages.

La Hamada el-Homra est le plus vaste parmi les vastes plateaux crétacés du Sahara. Sa largeur Nord-Sud est d'environ 2 degrés en latitude, dans la partie où Barth l'a traversée. Vers l'Ouest, elle s'étend jusqu'à Ghadamès, l'Erg oriental et la Hamada de Tinghert. Vers l'Est, ses limites semblent moins bien définies; M. Duveyrier considère qu'elle s'étend jusqu'à Sokna. Sa longueur atteindrait ainsi 6 degrés en longitude, de l'Ouest à l'Est.

Le même système de plateaux de la Craie supérieure se prolonge, d'ailleurs, vers l'Est au travers de la Tripolitaine orientale jusqu'au désert libyque, où il pénètre largement : c'est ce qui résulte clairement du dernier voyage de M. Rholfs de Tripoli aux oasis de Koufra par Sokna, Sella et Audjila (1879) ⁽¹⁾, voyage avant lequel on ne possédait que fort peu de renseignements sur ces contrées.

Quelques indications à cet égard se placeront assez naturellement ici, bien qu'à vrai dire la Tripolitaine orientale ne puisse plus être considérée, même par extension, comme faisant encore partie des régions sahariennes que nous englobons sous la désignation de *cuvette crétacée du Melrin*, titre du présent paragraphe.

Dans son itinéraire antérieur de Tripoli à Mourzouk (1865), M. Rholfs avait suivi d'abord la grande falaise Nord-Sud, précédemment décrite, du Djebel Gharrian à Gueria el-Gharbia; puis, obliquant vers le Sud-Est-Sud, il avait continué le long d'une ligne de relief semblable, bien que moins importante. Celle-ci m'avait d'abord semblé, d'après les cartes existantes, pouvoir être considérée comme traçant encore sur une certaine longueur les mêmes divisions générales au double point de vue orographique et géologique. Mais d'après les fossiles recueillis par M. Rholfs dans son voyage à Koufra (1879), la Craie supérieure s'avance ici davantage vers l'Est, et elle constitue, en particulier, les plateaux élevés qui règnent à une certaine distance au Sud, de l'Oued el-Cheil, et qui doivent être considérés comme représentant le prolongement oriental de la Hamada el-Homra.

En 1865, M. Rholfs avait déjà recueilli dans l'Oued el-Cheil, au Djebel Mimoum, etc. : *Ostrea Overwegi*, *O. larva*, *O. cf. armata*, Goldf., *O. cf. Matheroniana*, d'Orb., ainsi que des baguettes d'Oursins.

En 1879, il découvrit, le long de son itinéraire, — au Nord de Sokna, à Sokna, entre Sokna et Sella, à Sella, — de riches gisements de fossiles de la Craie supérieure. Citons, à la base du Djebel Tar (au Nord de Sokna), de grands exemplaires d'*O. larva* et d'*O. Overwegi*, et, au-dessus, une faune abondante et variée, dont la plupart des espèces sont nouvelles, mais qu'on peut considérer, d'après ce qu'en dit M. Zittel ⁽²⁾, comme appartenant encore aux niveaux les plus

⁽¹⁾ G. Rholfs. — Kufra. — Reise von Tripolis nach der Oase Kufra, 1881.

⁽²⁾ K. Zittel. — Die Sahara, 1883.

élevés de la Craie supérieure, aux confins de l'Éocène. Citons aussi, entre Sokna et Sella, *O. Overwegi*, très abondante, puis *Roudairia Druï*, *O. larva*, des *Cyclolites*, des *Holectypus*, etc.⁽¹⁾.

Ainsi la Craie supérieure règne de l'Ouest à l'Est au travers de toute la Tripolitaine, depuis le Sahara algérien jusqu'au désert libyque : soit sur 10 degrés en longitude.

Il nous reste à parler de la limite méridionale de cette formation.

Elle est nettement tracée dans toute la moitié occidentale de la Tripolitaine, où la Hamada el-Homra s'étend uniformément vers le Sud jusqu'à une grande ligne de falaise, dirigée de l'Ouest à l'Est, qui entaille le plateau et le termine de ce côté. Cette longue falaise décrit un grand arc concave vers le Sud; à l'Ouest, elle se raccorde avec la falaise d'Ohanet. De même que du côté de Timassinin, le rebord méridional du Crétacé domine une zone de dénudation, occupée par des atterrissements, et fait face à de grandes dunes, qui appartiennent encore au groupe d'Edeyen. Ici le couloir interposé entre la falaise, au Nord, et les dunes, au Sud, s'appelle Oued Haeran; Overweg l'a traversé au puits d'El-Hassi. En descendant le rebord méridional de la hamada, il a constaté, à la base, la présence de grès dévoniens, avec *Spirifer Bouchardi*, *Terebratula Daleidensis*, *Terebratula longinqua*, sur lesquels repose directement le Crétacé.

Dans la moitié orientale de la Tripolitaine, d'autre part, les faits sont moins nets et moins simples. De ce côté, le plateau crétacé est barré transversalement vers le Sud par deux chaînes montagneuses, qui s'élèvent brusquement et s'allongent de l'Ouest à l'Est, à la suite l'une de l'autre, sur 5 degrés en longitude : ces deux longues chaînes, étroites et sinueuses, sont le Djebel es-Soda, à l'Ouest, dont l'extrémité occidentale est à peu près sur le méridien de Tripoli, et le Haroudj el-Asoued, à l'Est, dont l'extrémité orientale confine au désert libyque. Il s'agit là de deux massifs de formation volcanique, ainsi que je le dirai dans la Quatrième partie de ce travail⁽²⁾. D'après la description de M. Duveyrier (1861), les chaînes en question se trouvent isolées au milieu du plateau crétacé, en calcaire blanc, et les éruptions volcaniques n'ont guère modifié l'horizontalité des couches crétacées.

Plus au Sud, au delà des chaînes précédentes, le plateau crétacé paraît former encore une hamada rocheuse, allongée de l'Ouest à l'Est et relativement

⁽¹⁾ D'après ces renseignements, dont je n'ai eu connaissance que récemment, il y a lieu de rectifier la partie correspondante de ma carte géologique du Sahara (pl. IV) et d'y marquer en Craie supérieure les régions qui s'étendent au Nord du Djebel es-Soda, dans le prolongement oriental de la Hamada el-Homra. Je serais porté, dès lors, à considérer cet étage comme limité, au Nord, par la ligne de relief que les cartes indiquent à une certaine distance au Sud de l'Oued el-Cheil, puis comme formant de nouveau, plus au Nord, le promontoire élevé qui s'avance vers l'Est sur le plateau intermédiaire entre l'Oued el-Cheil et l'Oued Semsem, et peut-être même encore une partie de l'arête saillante qui traverse, de l'Ouest à l'Est, le plateau situé au Nord de l'Oued Semsem.

⁽²⁾ La nature volcanique du Djebel es-Soda et de l'Haroudj el-Asoued, bien qu'elle ait été contestée, ne me semble pas douteuse (voir Quatrième partie, chap. II, § 2, III).

étroite, dont les cartes esquissent le rebord méridional, sinueux et sans doute discontinu. Celui-ci se relie, à l'Ouest, à la falaise de l'Oued Haeran, et, à l'Est, il constitue la ligne de relief appelée Haroudj el-Abiod (*el Abiod*, le blanc) : cette dernière désignation s'applique convenablement, en effet, au bord du plateau calcaire, et elle fait opposition au nom d'Haroudj el-Asoued (*el Asoued*, le noir), donné au massif volcanique situé non loin au Nord.

Les deux Haroudj ont été visités au siècle dernier par Hornemann (1798), dont le journal de voyage mentionne l'observation suivante ⁽¹⁾ : « Dans les roches blanches et calcaires de cette contrée, on trouve des squelettes entiers de gros animaux marins pétrifiés, des têtes de poisson qu'un homme pourrait à peine porter, des coquillages, des conques variées et en grand nombre. »

On voit qu'au Sud comme au Nord de l'Haroudj el-Asoued, la Craie supérieure de la Tripolitaine orientale offre une faune abondante, et promet encore d'intéressantes découvertes aux explorateurs de l'avenir.

V. COUP D'OEIL D'ENSEMBLE SUR LA CUVETTE CRÉTACÉE DU MELRIR.

Les terrains crétacés qui règnent dans les régions du Sahara septentrional, englobées par nous sous la désignation de *cuvette crétacée du Melrir*, s'étendent du 35^e degré de latitude au 27^e et du 1^{er} degré de longitude Ouest au 12^e degré Est.

Nous venons d'étudier ces régions crétacées. Après avoir examiné la lisière méridionale de l'Atlas, nous avons passé successivement en revue les plateaux du Mzab et d'El-Goléa, de Tademayt et de Tinghert, la Hamada el-Homra, le Nord-Est de la Tripolitaine et le Sud tunisien ⁽²⁾ : nous avons suivi ainsi la ceinture, large et presque continue, que les terrains crétacés forment à la surface tout autour du grand bassin d'atterrissement du chott Melrir.

Nous avons vu que, sur d'immenses étendues, les mêmes étages avaient des compositions minéralogiques sensiblement constantes, et que les relations des étages géologiques avec les étages orographiques étaient aussi simples que directes.

Nous avons montré les dispositions stratigraphiques des terrains crétacés dans cette série de régions sahariennes; nous les avons résumées, en disant que ces terrains figurent, entre les montagnes de l'Atlas et du Abaggar, une sorte de grande cuvette dissymétrique, qui correspond à la fois au bassin pliocène d'atterrissement du chott Melrir (que nous étudierons plus loin ⁽³⁾) et au bassin hydrographique actuel du même nom (bassin fermé, auquel appartiennent les grandes artères de l'Oued Mya et de l'Oued Igharghar ⁽⁴⁾).

⁽¹⁾ Fr. Hornemann's Tagebuch seiner Reise von Cairo nach Murzuk (herausgegeben von Carl König), 1802.

⁽²⁾ Nous avons aussi parlé de la Tripolitaine orientale; mais ne la mentionnons pas ici, parce qu'elle est en dehors de la cuvette crétacée du Melrir.

⁽³⁾ Deuxième partie du présent ouvrage.

⁽⁴⁾ Voir mon *Hydrologie du Sahara algérien* (Rapport hydrologique, de la Mission d'El Goléa), Première partie.

Envisageons maintenant, en quelques mots, l'ensemble de cette cuvette (pl. IV et X).

Son bord extérieur a été tracé avec netteté par la nature, sur la plus grande partie de son pourtour. Il dessine un vaste quadrilatère.

A l'Ouest, une ligne Nord-Sud, de 7 degrés en latitude, — à partir de laquelle les couches plongent à l'Est, — va des environs de Laghouat (altitude de 800 mètres à la crête du Djebel Tizgrarin) en s'abaissant vers El-Goléa (altitude de 455 mètres à la crête de la falaise), et poursuit jusqu'à In-Salah (altitude probable du point culminant du Djebel Tidikelt, 400 mètres).

Au Sud, une ligne Ouest-Est, de 13 degrés en longitude, — à partir de laquelle les couches plongent faiblement au Nord, — va en festonnant, mais sans beaucoup varier de niveau, d'In-Salah à Timassinin, et poursuit de même jusqu'au delà d'El-Hassi, non loin de l'extrémité occidentale du Djebel es-Soda.

A l'Est, une ligne Sud-Nord, de 4 degrés en longitude, — à partir de laquelle les couches plongent très faiblement à l'Ouest, ou même sont horizontales, — offre d'abord un tracé assez mal défini au travers de la partie orientale de la Hamada el-Homra (altitudes voisines de 600 mètres), puis, à partir de Gueria el-Gharbia, se trouve de nouveau marquée par une ligne naturelle de falaise, qui se dirige, en s'élevant doucement, vers Tripoli (altitude maxima, près du Djebel Gharian, 913 mètres).

Au Nord, le bord de la cuvette est plus complexe. Au Nord-Est, une ligne, — à partir de laquelle les couches plongent au Sud-Ouest, — va en s'abaissant de Tripoli à Gabès, où le bord ébréché se trouve presque au niveau de la mer. Puis c'est de l'Est à l'Ouest, la lisière méridionale de l'Atlas, qui va, s'élevant vers le Nord-Ouest, de Gabès à Biskra (123 mètres), puis, vers le Sud-Ouest, de Biskra à Laghouat (800 mètres) : lisière abrupte, le long de laquelle les couches, — dirigées de l'Ouest-Sud-Ouest à l'Est-Nord-Est, suivant la direction qui préside systématiquement aux plissements de l'Atlas, — plongent sous des angles très forts dans le Sahara, vers le Sud, de manière à fermer la cuvette.

Les trois coupes générales de la planche X montrent bien, d'ailleurs, l'allure dissymétrique de la cuvette considérée : les plongements des couches étant beaucoup plus faibles au Sud et surtout à l'Ouest, qu'à l'Est et surtout qu'au Nord.

Cette cuvette se dédouble et comprend, en réalité, deux cuvettes emboîtées l'une dans l'autre, et formées respectivement par la Craie moyenne et par la Craie supérieure.

Les deux épaisseurs se recouvrent généralement. Cependant, au Sud et à l'Ouest, la cuvette inférieure s'avance autour de la cuvette supérieure et l'entoure d'une zone annulaire; les tranches des deux cuvettes dessinent alors, en plan, deux contours concentriques et donnent lieu, en relief, à deux falaises étagées, double rempart naturel qu'il faut franchir pour pénétrer dans le bassin; une dépression étroite, occupée par un cordon d'alluvions, longe presque tou-

jours le pied de la falaise intérieure. De vastes plaines d'atterrissement s'étalent tout autour de la falaise extérieure.

Cà et là, quelques brèches ouvrent accès vers l'intérieur du bassin. A l'Ouest, l'Oued Ter'ir et autres vallées de la chebka du Sud d'El-Hassi mettent l'Oued Zergoun et les autres vallées semblables qui descendent de l'Atlas oranais, en communication avec l'Oued Mya. Au Sud, une trouée livre passage, près de Timassinin, à l'Oued Igharghar, qui descend des monts Ahaggar et poursuit vers Tougourt et l'Oued Rir'. A l'Est, le chott Fejej occupe l'ouverture d'une boutonnière crétacée, et ce qu'on appelle le seuil de Gabès correspond à un col déprimé des reliefs crétacés, où ceux-ci sont recouverts et masqués par des terrains d'atterrissement.

Au centre du Sahara algérien, l'étage supérieur a disparu, et le plateau du Mزاب et de Metlili est formé par l'étage inférieur. On est ici sur le versant oriental d'un bombement, que nous avons indiqué à propos de l'El-Loua; quant au versant occidental de ce bombement, il n'appartient plus à la cuvette du Melrir.

§ 2. APERÇU À L'OUEST SUR LE SAHARA OCCIDENTAL ET L'ATLAS MAROCAIN. }

A l'Ouest de la cuvette du Melrir, les terrains crétacés se prolongent encore sous les atterrissements, au travers du Sahara algérien.

Le Sahara oranais présente des terrains d'atterrissement qui appartiennent à un bassin différent, le bassin du Gourara, et que recouvrent, dans le Sud, les grandes dunes de l'Erg occidental (pl. IV); mais il n'est pas douteux que les terrains crétacés y règnent avec continuité sous les atterrissements, de manière à relier en profondeur la région mixte des daya et les plateaux crétacés du Mزاب et d'El-Golée à la lisière méridionale des montagnes du Djebel Amour et de la région des Ksour, où réapparaissent les terrains crétacés (fig. 2 et 3, pl. X). Nous avons décrit plus haut cette lisière crétacée, de Laghouat à Figuig, et indiqué les étages géologiques qui constituent les régions méridionales de l'Atlas, entre le Sahara et les hauts plateaux oranais: Turonien, Cénomaniens, grès du Djebel Amour (Albien, d'après M. Péron, et Urgonien, d'après MM. Pomel et Pouyanne), Urgo-Aptien, Néocomien, etc.

Plus à l'Ouest, les régions du Sahara qui s'étendent au Sud de l'Atlas marocain sont encore bien imparfaitement connues.

A l'Ouest de Figuig, la Craie a été constatée dans l'Atlas à Aïn Chaïr. Elle n'est plus limitée ici, comme dans le Sud oranais, au pied méridional de la montagne, et sa présence a été démontrée dans le Sahara sur les bords de l'Oued Guir: à Kheneg ben-Nouna, lieu situé à une journée au Sud de Djörf et Torba, un officier de la colonne de Wimpfen (1870) a trouvé, sur le flanc même de la vallée du Guir, le Cénomaniens, caractérisé par le *Rhabdocidaris Pouyannei*, reposant directement sur le Dévonien, caractérisé par le *Rhodocrinus verus*.

Je n'ai pu trouver de renseignements positifs sur la constitution géologique des hamada de cette partie du Sahara; mais il est certain que les terrains crétacés ne se poursuivent pas loin de ce côté du Sahara septentrional. A en juger cependant par la description que M. Rhofls a donnée des régions traversées par lui du Maroc à In-Salah (1864)⁽¹⁾ (description malheureusement bien insuffisante au point de vue géologique), je présume que les terrains crétacés, — et sans doute les terrains crétacés supérieurs, avec un facies analogue à ceux du plateau de Tademayt, — constituent encore le sol de la hamada qui s'interpose entre l'Oued Guir et le Tafilet; cette hamada se relève de l'Est à l'Ouest, et se termine du côté occidental par une grande falaise, dont la crête serait à 800 mètres au-dessus des oasis mêmes du Tafilet.

Au delà du Tafilet, vers le Sud-Ouest, ce sont, ainsi que je le dirai plus loin (Quatrième partie), les terrains paléozoïques qui forment, concurremment sans doute avec les terrains d'atterrissement, les hamada sahariennes qui se succèdent, au Sud de l'Atlas marocain, jusqu'à l'océan Atlantique.

Toute la partie du Sahara occidental qui s'étend entre l'Atlas marocain et les grandes dunes d'Iguidi, est marquée comme paléozoïque sur la carte géologique de l'Afrique occidentale que M. O. Lenz a publiée à la suite de son voyage du Maroc à Tombouctou (1879-1880)⁽²⁾. Pour ce qui est des terrains crétacés, M. Lenz n'en a pas trouvé trace dans son itinéraire au travers du Sahara occidental, et il est très vraisemblable qu'ils font, en effet, entièrement défaut entre l'Atlas marocain, le Niger et l'océan Atlantique, — sauf toutefois le long même du littoral atlantique, où la carte de M. Lenz indique un mince liséré de Crétaqué, intéressant à noter.

On peut donc dire que le Sahara septentrional offre un changement complet de constitution géologique à l'Ouest du Sahara algérien.

Ajoutons que l'Atlas marocain diffère également de l'Atlas algérien, tant au point de vue orographique qu'au point de vue géologique.

La division de l'Atlas en trois zones, parallèles et distinctes, cesse à une certaine distance de la frontière orano-marocaine. La zone intermédiaire des hauts plateaux se ferme; les zones montagneuses du Nord et du Sud se reliait, et leur ensemble forme alors un système complexe de montagnes, suivant l'axe duquel se dresse une chaîne élevée, d'importance beaucoup plus grande qu'aucune autre chaîne de l'Atlas algérien et tunisien : c'est le Grand Atlas marocain, qui poursuit vers l'Ouest-Sud-Ouest jusqu'à l'océan Atlantique. La direction des chaînes élémentaires semble d'ailleurs continuer, comme dans l'Atlas algérien, à être de l'Est-Nord-Est à l'Ouest-Sud-Ouest, excepté cependant dans les montagnes du Nord du Maroc.

Au Sud du Grand Atlas, M. Lenz a reconnu l'existence d'un groupe distinct de chaînes parallèles, également orientées de l'Est-Nord-Est à l'Ouest-Sud-Ouest,

⁽¹⁾ G. Rhofls. — Von Maroc zum Tripoli, bei In Salah und Ghadamès.

⁽²⁾ Geologische Karte von West Afrika (*Petermann's geographische Mittheilungen*, 1882, pl. I).

qui représente plus spécialement le prolongement de la zone saharienne de l'Atlas algérien et trace la limite méridionale de l'Atlas marocain : il lui a donné le nom d'Anti-Atlas. L'Anti-Atlas poursuit au Sud-Ouest jusqu'au cap Noun.

L'itinéraire de M. Lenz franchit l'Atlas marocain près de son extrémité occidentale. Le Grand Atlas y est constitué par des terrains paléozoïques et permotriassiques, recouverts seulement en partie, sur les flancs Nord et Ouest du système montagneux, par les terrains crétacés, avec discordance de stratification. L'Anti-Atlas y est entièrement paléozoïque.

D'une manière générale, l'Atlas marocain, d'après le peu qu'on sait encore de sa géologie, semble formé en majeure partie par des terrains paléozoïques et permotriassiques et par des roches éruptives anciennes; au contraire, l'Atlas algérien et tunisien est surtout formé par des terrains crétacés et tertiaires, et ne présente pas de terrain plus ancien que le Jurassique, excepté dans la zone littorale, — et sauf aussi quelques lambeaux triassiques que l'avenir fera sans doute découvrir auprès des roches de sel gemme du Sud algérien.

§ 3. APERÇU À L'EST SUR LE SAHARA ORIENTAL ET L'ORIENT.

A l'Est de la cuvette du Melrir, d'autre part, nous avons déjà vu que les terrains crétacés règnent au travers de la Tripolitaine orientale jusqu'au désert libyque, et je ne reviendrai pas à ce sujet sur les indications que j'ai préféré donner de suite, dans le premier paragraphe de ce chapitre, à propos de la Tripolitaine.

Au delà, vers l'Est, on sait aujourd'hui que les mêmes terrains crétacés se poursuivent avec continuité dans le Sahara oriental, d'abord au travers du désert libyque jusqu'au Nil, puis au travers du désert arabe jusqu'à la mer Rouge; mais alors ils sont généralement recouverts par une grande formation de calcaires nummulitiques, qui offrent un grand développement à la surface des déserts libyque et arabe, et qui sont eux-mêmes recouverts, dans le Nord-Est de la Tripolitaine et le Nord de l'Égypte, par des terrains miocènes marins.

Au delà encore du Sahara oriental, en Orient, les mêmes terrains crétacés se retrouvent avec les mêmes caractères en Arabie Pétrée, en Palestine et en Syrie, ainsi que dans l'Arabie méridionale jusqu'à l'Inde.

On doit à M. K. Zittel, le savant professeur bavarois, d'importants travaux sur la géologie et la paléontologie du désert libyque, exploré par lui, en 1873 et 1874, au cours de l'expédition de M. Rholfs dans la partie Nord-Est de ce désert. M. Zittel a décrit aussi la géologie du désert arabe, d'après les résultats de l'exploration de M. Schweinfurth, en 1876 et 1877, et il a publié une carte géologique des déserts libyque et arabe, à l'échelle du $\frac{1}{1300000}$ ⁽¹⁾.

Précédemment, en 1866, un géologue français, M. L. Lartet, membre de la

⁽¹⁾ K. Zittel. — Ueber den geologischen Bau der libyschen Wüste (*Académie des sciences de Munich*, 1880). — Beiträge zur Geologie und Paläontologie der libyschen Wüste und Aegyptens (*Palaeontographica*, Bd. XXX, 1883).

mission scientifique du duc de Luynes à la mer Morte, avait exploré la Palestine et les contrées avoisinantes, et fait connaître la géologie de cette partie de l'Orient, avec cartes géologiques à l'appui⁽¹⁾. Les travaux de M. Lartet projettent le plus grand jour sur l'extension de la Craie moyenne et de la Craie supérieure d'Algérie vers l'Est de la Méditerranée, et je ne saurais les passer sous silence ici, bien que les régions auxquelles ils s'appliquent soient situées au delà des limites du Sahara oriental.

Je serai, d'ailleurs, relativement bref au sujet du Sahara oriental et de l'Orient, les régions dont il me reste à parler dans ce chapitre ayant été l'objet de publications spéciales et développées, de la part des géologues mêmes qui les ont explorées. Pour plus amples renseignements, je renverrai aux travaux de MM. Zittel et Lartet, d'où je me propose seulement de tirer un aperçu, nécessaire au complément de cette étude sur les terrains crétacés du Sahara septentrional, et de dégager quelques conclusions, intéressant l'histoire géologique du Sahara, en général.

Enfin je devrai placer ici, à propos des terrains crétacés du Sahara oriental, quelques mots sur les terrains nummulitiques et miocènes que l'on rencontre dans le Nord des déserts libyque et arabique⁽²⁾.

I. TERRAINS CRÉTACÉS.

Entre la Tripolitaine et l'Égypte s'interpose la région septentrionale des grandes dunes de sable du désert libyque, qui occupent la majeure partie des immensités de ce désert et présentent surtout une extension énorme vers le Sud : c'est, sans contredit, le groupe de grandes dunes le plus considérable qui existe dans tout le Sahara.

Des terrains de natures et d'âges divers doivent former le sous-sol immédiat de ces grandes dunes, dans la région septentrionale; mais il n'est pas douteux que les terrains crétacés se poursuivent en profondeur sous les sables, de l'Ouest à l'Est, et la carte géologique de M. Zittel montre la Craie supérieure émergeant à la lisière orientale de la mer de sable, entre le 25° et le 27° degré de latitude. Dès lors, on voit la Craie supérieure occuper de vastes étendues à la surface du désert libyque; elle y forme une grande zone, de largeur variable, qui embrasse successivement, de l'Ouest à l'Est, la région des oasis de Farafrah, de Dachel et de Chargey, et qui est limitée au Nord par la falaise sinueuse du plateau nummulitique; au Nord de Farafrah, elle réapparaît dans la région des

⁽¹⁾ L. Lartet. — Essai sur la géologie de la Palestine et des contrées avoisinantes, 1869.

⁽²⁾ Les grandes divisions de ce rapport ont été établies pour les principaux groupes de formations géologiques que l'on rencontre dans le Sahara algérien et les contrées avoisinantes du Sahara, et qui ont été distinguées sur ma carte géologique du Sahara (pl. IV). Elles ne comportent pas de parties spéciales pour les terrains nummulitiques et les terrains miocènes. Aussi ai-je dû placer ici, bien que ce fût dans la partie consacrée aux terrains crétacés du Sahara septentrional, les quelques mots que j'avais à dire des terrains nummulitiques et miocènes du Sahara oriental.

oasis de Beharieh, sorte d'enclave crétacée au milieu du plateau nummulitique; à l'Est, elle affleure, sous le Nummulitique, sur la rive gauche du Nil, entre Esneh et Thèbes. Au Sud de cette zone crétacée règne au loin une immense formation de grès sans fossiles, sur l'âge de laquelle on n'est pas d'accord, et dont je reparlerai tout à l'heure.

À l'Est du Nil, dans le désert arabe, les terrains crétacés sont recouverts par le Nummulitique, sauf dans la partie orientale de ce désert, où la carte géologique de M. Zittel indique une série d'affleurements de Craie moyenne et de Craie supérieure, mais de surfaces relativement restreintes. La zone crétacée atteint enfin le rivage de la mer Rouge, au Nord du couvent Saint-Paul.

Au delà, les mêmes terrains crétacés moyens et supérieurs réapparaissent largement à la surface de l'Arabie Pétrée, et jouent un rôle tout à fait prédominant dans la constitution des massifs orographiques de la Palestine et de la Syrie.

Ces régions de l'Orient sont les premières où ait été mise en évidence, par M. Lartet, l'uniformité des caractères de la Craie africaine, d'une extrémité à l'autre de la Méditerranée.

« Il est difficile, dit M. Péron⁽¹⁾, quand on a exploré le Sud algérien et qu'on étudie ensuite le remarquable travail de M. L. Lartet sur la géologie de ces derniers pays, de ne pas être frappé de l'analogie complète que présentent, dans toutes ces contrées, la composition et le facies des terrains crétacés moyens. Non seulement la succession pétrologique y est la même, mais les fossiles y sont en très grande partie identiques. Si, par exemple, nous comparons la coupe de la vallée de Waddy-Mojib avec celles du Dolat Azedin, près de Bou-Saada, du Djebel Batan, au-dessus d'Eddis, du Tezrarine, etc., nous constatons une véritable identité. Ce sont, à la base, des grès puissants, friables, puis des marnes vertes, salifères, puis des calcaires avec *Ostrea africana*, *Mermeti*, *olisiponensis*, *flabellata*, *Heterodiadema libycum* et toute cette riche faune particulière au Cénomancien d'Afrique. »

On pourrait citer encore bien d'autres espèces communes au Cénomancien de la Palestine et du Sud algérien, *Ammonites Mantelli*, *Ostrea Delettrei*, *Janira tricosata*, *J. aquicostata*, etc.

M. Péron ajoute : « Ces grands bancs de grès, inférieurs à l'étage cénomancien, sont bien les mêmes; d'après M. Lartet, qui se continuent dans l'Arabie Pétrée, dans la presqu'île du Sinaï, dans le Nord de l'Afrique et au Sud de l'Égypte, jusqu'en Nubie, où ils prennent un développement qui les a fait désigner sous le nom général de *grès de Nubie*. Dans toutes ces contrées, la désagrégation de ces roches donne naissance, comme en Algérie, à des dunes, à des plaines de sables, » etc. Notons aussi que dans ces régions de l'Orient, de même que dans le Djebel Amour, les grès en question renferment des couches de lignite, qui ont même été exploitées dans le Liban.

⁽¹⁾ A. PÉRON. — Essai d'une description géologique de l'Algérie, 1883.

Au-dessus de la série puissante des assises cénomaniennes de la Palestine, M. Lartet signale une formation remarquable de calcaires dolomitiques et de calcaires à Rudistes, qui se place ainsi sur l'horizon des calcaires semblables du Turonien d'Algérie et qui me semble être leur équivalent exact. On peut citer les bancs calcaires à Rudistes de Jérusalem, où étaient ouvertes les carrières souterraines qui ont fourni les matériaux de l'ancien temple.

Au-dessus viennent des calcaires tendres blanchâtres fossilifères, dont les fossiles caractérisent le Sénonien et comprennent de nombreuses espèces du Sénonien d'Algérie. « Nous avons pu nous-mêmes, dit M. Péron ⁽¹⁾, examiner la plupart de ces fossiles de la Palestine, et nous avons été frappés de leur identité avec les nôtres. Nous citerons notamment les *Ammonites texanus*, *Plicatula Flattersi*, *Ostrea vesicularis*, *O. Villei*, *Hemiasiter Fourneli*, » etc.

Plus haut se place une craie à silex, semblant dépourvue de fossiles caractéristiques, que M. Lartet est porté à rattacher encore aux terrains crétacés, mais qui représente peut-être déjà la base des terrains tertiaires, sur l'horizon de nos calcaires suessoniens à silex du Nord et du Nord-Est du Sahara algérien. Plus haut enfin, il y a des calcaires à Nummulites, de même que dans l'Atlas algérien et tunisien.

On ne peut désirer une correspondance plus parfaite.

Revenant maintenant vers l'Égypte, nous voyons la Craie se présenter avec des caractères très peu différents dans le désert arabe, ainsi que l'avait également indiqué M. Lartet, d'après les fossiles rapportés par Lefebvre (1835-1839), et ainsi que l'a confirmé l'exploration géologique de M. Schweinfurth (1876-1877).

M. Zittel distingue les étages suivants, de bas en haut, dans les terrains crétacés du désert arabe : une formation de grès (100 mètres), avec lignites et bitumes, qui repose directement sur les terrains cristallins anciens des bords de la mer Rouge, et que M. Zittel place, d'après quelques restes fossiles d'animaux à écailles, à la base du Cénomaniens ; — au-dessus et en concordance de stratification, un massif de marnes calcaires et de calcaires (100 à 150 mètres), très fossilifères, où M. Schweinfurth a recueilli, aux environs du couvent Saint-Paul, une riche collection de fossiles de la faune cénomaniens d'Afrique, presque identiquement la même qu'en Palestine et qu'en Algérie (Cénomaniens à *Hemiasiter cubicus*, Desor, de M. Zittel) ; — plus haut et à la partie supérieure de la Craie moyenne, les calcaires dolomitiques à Rudistes du Gebel Atakah, près de Suez, d'où provenaient sans doute les premiers exemplaires de *Sphaerulites Lefebvrei*, rapportés d'Égypte par Lefebvre, espèce retrouvée par moi dans le Sahara algérien, aux Gour Ouargla, près d'El-Goléa, sur le même horizon des calcaires turoniens d'Afrique ; — au-dessus enfin, des calcaires terreux blancs (300 mètres), dans lesquels M. Schweinfurth a recueilli, près du couvent Saint-

⁽¹⁾ Cotteau, Péron et Gauthier. — Échinides fossiles de l'Algérie (étage sénonien, 1881).

Antoine, de nombreux exemplaires d'*O. vesicularis* et d'*O. larva*, et qui appartiennent à la partie inférieure du Sénonien.

Passant ensuite au désert libyque, nous y trouvons le Sénonien largement représenté, ainsi que nous avons déjà dit. M. Zittel y fait les deux divisions suivantes, qui se placent au-dessus du terme inférieur à *O. vesicularis* et *O. larva* : un massif d'argiles bariolées, de calcaires et de grès (150 mètres), avec *Ostrea Overwegi*, extrêmement abondante, dont les coquilles très bien conservées forment des couches entières dans les oasis de Chargey et de Dachel, de même qu'en Tripolitaine, et se retrouvent çà et là, au cœur même de la région des sables, entre les grandes dunes; — et, au-dessus, des argiles schisteuses, puis des calcaires blancs stratifiés ou une craie terreuse (en tout 200 mètres), avec *Ananchytes ovata*, *Ventriculites*, *Radiolites* et autres fossiles nombreux, indiquant les niveaux les plus élevés de la Craie supérieure, aux confins de l'Éocène.

Au Sud, il ressort de la description de M. Zittel que les terrains sénoniens du désert libyque passent vers le bas à des alternances de grès et d'argiles, qui reposent sur la grande formation de grès déjà indiquée, sans que les niveaux fossilifères du Cénomaniens apparaissent ici. Ces grès, généralement micacés, de couleur brun rougeâtre, avec intercalations argileuses, présentent une extension énorme et une puissance inconnue : ils constituent toute la hamada stérile qui s'étend au Sud et à l'Ouest de Chargey et de Dachel, et de là prennent possession de tout le désert libyque, à la surface ou sous les grandes dunes, jusqu'au Soudan égyptien; ils présentent également un développement considérable à la surface du désert arabe, en Nubie : ils règnent ainsi sur plus de 10 degrés en latitude, depuis la hauteur d'Esneh sur le Nil jusqu'aux limites du Kordofan et du Senaar. C'est le fameux *grès de Nubie*, ainsi nommé par le voyageur Russegger (1835-1840), appelé aussi *grès monumental*, en raison du parti qu'en ont tiré les anciens Égyptiens pour la construction de leurs temples et de leurs monuments.

Il n'a pas été trouvé jusqu'à ce jour de fossile probant dans les grès de Nubie, et il a été beaucoup, et depuis longtemps, discuté sur leur âge.

En raison de la compagnie constante qu'ils tiennent aux terrains reconnus créacés dans le Sahara oriental et en Orient, de leur concordance apparente de stratification avec les couches superposées de la Craie et même des passages insensibles que présentent fréquemment les assises intermédiaires, la plupart des géologues qui les ont étudiés sur place les ont attribués aussi à l'époque créacée, dont ils représenteraient les dépôts les plus anciens dans cette partie du globe. Telle est, jusqu'à preuve du contraire, la manière de voir de M. Lartet. Telle est également l'opinion formelle de M. Zittel, qui, d'après les nombreux troncs d'arbres silicifiés (Dicotylédons et Conifères), extrêmement abondants, recueillis par lui dans ces grès, considère la formation en question, — tout au moins en Égypte et dans le Nord de la Nubie, — comme appartenant à la Craie supérieure ou moyenne. Tel est enfin l'avis de M. Péron, pour le-

quel les grès de Nubie correspondent exactement aux grès du Djebel Amour, tout à fait semblables et semblablement placés dans le Sud algérien et tunisien, et représentent le terme inférieur de la Craie moyenne, l'Albien.

Cette assimilation avec l'Albien d'Algérie semble fort plausible, en effet. Cependant elle n'est pas aussi rigoureuse qu'il paraît d'abord, si l'on considère la discordance générale de transgressivité qui, d'après les indications de M. Zittel, existerait entre les grès de Nubie et les formations directement superposées, — celles-ci pouvant varier de la Craie supérieure à *O. Overwegi*, comme dans le désert libyque, à la Craie moyenne à *H. libycum*, comme en Palestine.

D'autre part, il est une opinion entièrement opposée et méritant également considération, opinion que j'exposerai dans la Quatrième partie de ce rapport⁽¹⁾, et qui classe les grès de Nubie dans les terrains paléozoïques : ce seraient des grès permians.

A mon sens, les deux manières de voir ont sans doute leur part de vérité chacune, et je présume que, sous la dénomination de *grès de Nubie*, on a englobé des séries de grès semblables, mais d'âges différents (partie albiens, partie permo-carbonifères et dévoniens).

II. TERRAINS NUMMULITIQUES.

La vallée du Nil est entaillée, depuis Elson et Esneh jusqu'au delà du Caire, soit sur plus de 5 degrés en latitude, dans une grande formation de calcaires à Nummulites. Cette formation constitue les berges monumentales de la vallée et les vastes plateaux qui s'étendent au loin de part et d'autre, vers l'Ouest et vers l'Est.

Vers l'Ouest, le plateau nummulitique règne uniformément au travers du désert libyque jusqu'aux grandes dunes de sables, sous lesquelles il s'enfouit et continue, tandis que ses limites du côté Sud sont marquées par les falaises abruptes qui dominent les plaines de la Craie supérieure. Vers l'Est, les mêmes calcaires à Nummulites règnent au travers du désert arabe jusqu'aux chaînes cristallines des bords de la mer Rouge et jusqu'au rivage même de cette mer, au-dessous de Suez. Ils occupent ainsi, dans les déserts libyque et arabe, une superficie de plus de 500 kilomètres carrés.

M. Zittel, qui a fait une étude approfondie de ces terrains nummulitiques d'Égypte et de leurs faunes, y distingue deux étages principaux : un étage éocène inférieur, appelé par lui étage *libyen*, qui règne dans toute la moitié méridionale du désert libyque, et où dominent les genres *Alveolina* et *Operculina*; — et, au-dessus, l'étage dit *du Mokattam*, qui est pétri de Nummulites (*N. Gizehensis*, *N. Caillaudi*, *N. curvispira*) et se place à la base de l'Éocène moyen, sur l'horizon du Calcaire grossier inférieur des environs de Paris.

⁽¹⁾ Quatrième partie, chapitre I, § 1, III.

III. TERRAINS MIOCÈNES.

En outre, on rencontre des terrains miocènes dans tout le Nord des déserts libyque et arabe.

La carte géologique de M. Zittel indique d'abord au Sud des oasis de Siouah, à la lisière des grandes dunes du désert libyque et entre ces grandes dunes elles-mêmes, une formation miocène de calcaires d'eau douce. Ces calcaires d'eau douce se placent au-dessous des couches marines du Miocène moyen dont il va être question, et semblent représenter, dans le Sahara oriental, à peu près l'équivalent des terrains fluvio-lacustres du Miocène inférieur, dans le Sud de l'Atlas et à la lisière Nord du Sahara algérien.

La région même des oasis de Siouah (altitude, — 25 mètres) et tout le grand plateau qui règne au Nord jusqu'au littoral de la Méditerranée (altitude, 100 à 150 mètres), sont constitués par une importante formation de molasse marine. Vers l'Ouest, cette formation s'étend sans doute également sur le plateau de la Cyrénaïque. A l'Est, elle n'apparaît pas dans la vallée du Nil; mais elle se retrouve de nouveau plus à l'Est, et atteint la mer Rouge un peu au Sud de Suez.

De nombreux fossiles ont été recueillis dans ce système de couches miocènes à l'oasis d'Ammon et au Gebel Geneffe, près de Suez : ils ont été décrits par M. Th. Fuchs⁽¹⁾, qui, d'après l'étude de cette faune remarquable, place la molasse marine des déserts libyque et arabe sur l'horizon géologique des Sables de Grund, dans le bassin de Vienne (vers la limite entre le premier et le deuxième étage méditerranéen de M. Suess),

§ 4. CONCLUSIONS SUR LES TERRAINS CRÉTACÉS DU SAHARA SEPTENTRIONAL.

Les terrains crétacés forment dans le Sahara septentrional une grande zone continue, allongée de l'Ouest à l'Est et de largeur variable, s'étendant depuis le Sahara occidental jusqu'à la mer Rouge, soit sur près de 40 degrés en longitude. Cette zone règne le long de l'Atlas algérien et tunisien, au Sud duquel elle atteint une largeur de 8 degrés en latitude; elle se prolonge ensuite le long du littoral méditerranéen en Tripolitaine, où elle se rétrécit et n'a plus que 3 degrés de largeur en latitude; elle poursuit enfin en Égypte, mais y est recouverte, au Nord, par une zone de terrains nummulitiques, laquelle est recouverte elle-même par une zone de terrains miocènes, le long du littoral méditerranéen : néanmoins, au Sud de ces zones tertiaires, la partie visible de la zone crétacée aurait encore dans le Sahara oriental, si l'on y comprenait au Sud toute la grande formation des grès de Nubie, plus de 12 degrés de largeur en latitude.

⁽¹⁾ Th. Fuchs. — Uebersicht der jüngeren Tertiaerbild. des Wiener Beckens, 1877.

Ma principale conclusion, après avoir passé en revue les diverses régions de cette grande zone crétacée du Sahara septentrional, sera relative à l'uniformité si remarquable de facies que la Craie d'Afrique présente tout le long de la Méditerranée et que M. Péron a déjà signalée avec autorité.

Je noterai ensuite une observation d'ordre mécanique, sur les diaclases des hamada crétacées du Sahara algérien.

Enfin je terminerai par quelques considérations générales sur les formations marines postérieures au Crétacé que le Sahara septentrional présente dans sa partie orientale, où elles jouent, par exception, un rôle important.

I. FACIES MÉDITERRANÉEN DE LA CRAIE D'AFRIQUE.

Les étages de la Craie moyenne et de la Craie supérieure, caractérisés par les mêmes faunes fossiles et offrant sur de vastes espaces les mêmes compositions minéralogiques, se déroulent avec continuité de l'Ouest à l'Est au travers du Sahara septentrional, tout le long de la zone indiquée, depuis le Maroc jusqu'à la mer Rouge et au delà.

Ce sont presque continuellement, dans le Cénomanién et dans le Sénonien, de puissants massifs et de nombreuses alternances de calcaires et de marnes, de nature uniforme. Tout cet ensemble paraît avoir été formé exactement dans les mêmes conditions sédimentaires, c'est-à-dire dans une mer profonde, vaseuse et peu agitée.

Quant aux faunes animales qui se sont développées successivement dans ces formations, elles ont été d'une prodigieuse abondance, et, de plus, dans le Cénomanién, elles ont été aussi variées comme espèces que riches en individus. Mais, si abondantes et variées qu'elles aient été, ces faunes cénomaniennes et sénoniennes sont restées très uniformes dans leurs étages respectifs, et, sauf évidemment certaines localisations, beaucoup d'espèces fossiles se retrouvent non seulement dans les horizons successifs d'un même étage, mais encore dans toute l'étendue horizontale de cet étage, d'un bout à l'autre du Sahara septentrional.

Au-dessus du Cénomanién, les calcaires à Rudistes du Turonien, quand ils existent, tracent aussi un niveau remarquable par l'uniformité de son facies.

Enfin, au-dessous du Cénomanién, la grande formation de grès sans fossiles, dont une partie tout au moins doit représenter l'Albien, se montre également uniforme dans son genre : mais il s'agit alors d'une formation composée surtout de roches déposées mécaniquement.

C'est ce facies spécial et constant de chaque étage de la Craie tout le long de la Méditerranée, au double point de vue minéralogique et paléontologique, que M. Péron a caractérisé, pour chacun de ces étages respectivement, aussi bien que pour l'ensemble de la Craie d'Afrique, par la dénomination de *facies méditerranéen*⁽¹⁾.

⁽¹⁾ A. Péron. — Essai d'une description géologique de l'Algérie, 1883.

II. DIACLASES DES HAMADA CRÉTACÉES DU SAHARA ALGÉRIEN.

Les plateaux de calcaires crétacés du Sahara algérien m'ont fourni un nouvel exemple de ce fait général, mis en lumière par M. Daubrée ⁽¹⁾ : que de très faibles déformations des couches géologiques suffisent pour y produire de nombreuses fissures, fentes et cassures diverses.

Malgré leur apparente horizontalité, les couches crétacées du Sahara ont subi des ploiements à grandes courbures, et elles sont traversées par un système réticulé de cassures sans rejet ou *diaclasses*, généralement verticales. Grâce à la surface nue et polie de certaines *hamada* sahariennes, ces diaclasses sont souvent visibles sur toute leur longueur. Ce sont elles qui ont guidé et facilité l'érosion des vallées coudées et en zigzag des *chebka*; c'est à elles qu'est dû l'état fragmentaire et ruiné des corniches calcaires qui couronnent les escarpements crétacés du désert.

III. FORMATIONS MARINES POSTÉRIEURES AU CRÉTACÉ DANS LE SAHARA ORIENTAL.

Aucune formation marine postérieure au Crétacé et d'âge franchement tertiaire n'apparaît ou n'est connue dans les parties centrale ou occidentale du Sahara septentrional, sauf un niveau suessonien dans le Nord et le Nord-Est du Sahara algérien.

Mais il n'en est plus de même dans la partie orientale de la zone saharienne, qui présente, au Nord des déserts libyque et arabe, d'importantes formations marines d'âges nummulitique et miocène.

On sait que les formations nummulitiques affleurent en maintes régions tout autour du bassin méditerranéen. En Algérie, elles sont fort développées, du moins dans le Tell des provinces d'Alger et de Constantine; elles semblent manquer dans l'Ouest : mais au delà, on les connaît de nouveau dans le Maroc. D'autre part, leur importance augmente vers l'Est, en Tunisie : on les trouve aussi bien dans la Tunisie centrale, où j'ai constaté récemment (Mission scientifique de Tunisie, 1885) la présence d'une grande formation de calcaires à Nummulites de l'Éocène inférieur et de l'Éocène moyen, que dans le Sud de l'Atlas tunisien, où M. Ph. Thomas (même Mission, 1885) rencontrait en même temps l'étage suessonien dont j'ai déjà parlé ⁽²⁾, et que dans le Nord, où toute la Kroumirie est constituée par une puissante formation de grès et de marnes, que je considère comme un facies latéral du Nummulitique moyen et supérieur ⁽³⁾.

Au Sud de l'Atlas, dans le Sahara, l'Éocène s'atrophie bientôt ou disparaît; nous avons vu cependant qu'il existait certainement encore du Suessonien dans

⁽¹⁾ A. Daubrée. — Études synthétiques de géologie expérimentale, 1879.

⁽²⁾ Chapitre I, § 1, III.

⁽³⁾ Renseignements ajoutés avant la publication, 1885.

le Nord et le Nord-Est du Sahara algérien, et j'ai ajouté, à ce propos, que les couches les plus élevées de nos plateaux crétacés supérieurs du Sud du Sahara algérien et des plateaux situés plus au Sud, pourraient bien aussi représenter déjà la base des terrains tertiaires. Quoi qu'il en soit, l'Éocène semble manquer totalement à l'Est, en Tripolitaine, et il y a là une interruption complète de la bande nummulitique le long du littoral africain de la Méditerranée actuelle. Mais plus loin vers l'Est, en Égypte, l'Éocène reparaît largement et joue alors un rôle vraiment important dans le Sahara septentrional, tant comme puissance que comme extension géographique.

Une large zone de calcaires nummulitiques règne, en effet, dans le Nord des déserts libyque et arabique, sur plus de 8 degrés en longitude et sur 5 degrés en latitude. Elle comprend deux étages qui appartiennent respectivement à l'Éocène inférieur et à l'Éocène moyen.

A ce sujet, M. Zittel⁽¹⁾ fait l'observation suivante : « Dans le Nord-Est de l'Afrique et, en particulier, dans le désert libyque, il n'y a aucune ligne de démarcation nette entre les époques crétacées et tertiaires. Aucun dérangement dans la série des couches, aucune intercalation de dépôts d'eau douce, pas même la moindre lacune dans les formations sédimentaires n'indiquent la division importante, dans l'histoire de notre planète, où le règne des Reptiles prend fin et où l'époque florissante des Sauriens commence. » De même dans la Tunisie centrale, où je n'ai observé aucune discordance apparente de stratification entre les niveaux les plus élevés de la Craie supérieure et les terrains nummulitiques superposés. Ce sont là d'importantes exceptions au fait généralement reconnu de la transgressivité du Nummulitique sur les formations antérieures, — fait constaté, en particulier, dans l'Atlas algérien, où l'on observe même des discordances de stratification très marquées entre le Nummulitique et les formations sous-jacentes.

Enfin le Nord du Sahara oriental est occupé par une formation marine de molasse miocène, qui constitue une dernière zone, longeant le littoral méditerranéen sur plus de 12 degrés en longitude. La largeur de cette zone miocène est très variable; elle augmente vers l'Ouest, où elle a plus de 2 degrés en latitude et sans doute même davantage, en Cyrénaïque.

Cette formation de molasse marine appartient au Miocène moyen, et elle représente, sur la partie considérée du littoral africain, l'étage des molasses helvétiques, si répandu, comme on sait, dans le bassin méditerranéen (étage de la molasse marine de la vallée du Rhône). A ce propos, il y a lieu de signaler l'analogie remarquable que la faune de cette molasse des déserts libyque et arabique offre avec celle de la molasse helvétique de Tunisie, telle que je viens de l'étudier moi-même (Mission scientifique de Tunisie, 1885), et avec la faune déjà connue de l'Helvétien d'Algérie. De même, en Espagne, d'après

⁽¹⁾ K. Zittel. — Ueber den geologischen Bau der libyschen Wüste, 1880.

les renseignements inédits que je tiens de l'obligeance de MM. M. Bertrand et Kilian (Mission d'Andalousie, 1885), on retrouve une faune tout à fait semblable dans l'Helvétien du bassin de Grenade ⁽¹⁾.

M. Zittel n'a pas rencontré dans le désert libyque trace de sédiments marins correspondant aux époques intermédiaires entre l'Éocène moyen et le Miocène moyen. Il admet que le Sahara oriental était presque entièrement émergé à la fin de l'Éocène moyen et n'a cessé depuis lors d'être terre ferme, sauf un retour, de courte durée d'ailleurs, de la mer helvétique dans les régions confinant au littoral actuel.

Quant aux autres régions du Sahara septentrional, elles font partie depuis plus longtemps encore du continent africain. Leur émergence date de la fin de la Craie supérieure pour la plus grande partie du Sahara tripolitain et algérien et des contrées avoisinantes; elle remonte aux temps primaires pour tout le Sahara occidental.

⁽¹⁾ Renseignements ajoutés avant la publication, 1885.

DEUXIÈME PARTIE.

ATTERRISSEMENTS DU SAHARA.

On englobe généralement sous la désignation d'*atterrissements du Sahara* ou d'*atterrissements sahariens* la série complexe et puissante des grandes formations d'eau douce, d'âge géologique récent, qui offrent un si grand développement en maintes régions du Sahara.

Ces formations d'eau douce se font surtout remarquer dans les régions sahariennes qui s'étendent entre l'Atlas et le Ahaggar (pl. IV). Elles recouvrent la majeure partie du Sahara algérien, où se trouve le plus grand bassin d'atterrissement du Sahara, celui du chott Melrir, d'une superficie de plus de 200,000 kilomètres carrés.

Les atterrissements du Sahara sont d'origine diluvienne et de nature continentale. Ils comprennent des terrains de transport et des terrains lacustres.

Il y a lieu d'y faire deux divisions principales : d'abord, la grande formation des atterrissements anciens, que je considère, pour ma part, comme d'âge pliocène, et que j'ai proposé de désigner sous le nom de *terrain saharien*⁽¹⁾; et ensuite, la série des alluvions quaternaires et modernes.

Comme la première, cette seconde partie sera scindée en deux chapitres.

Dans un premier chapitre, j'exposerai l'étude détaillée que j'ai faite de ces terrains dans les deuxième et troisième parties de l'itinéraire de la mission, le long de l'Oued Mya et de Ouargla à Biskra, — étude que j'ai pu poursuivre en profondeur, grâce aux puits artésiens exécutés dans ces régions. — Cet exposé fera connaître les divers terrains de transport et lacustres du bassin d'atterrissement du chott Melrir.

Dans un second chapitre, je présenterai une étude d'ensemble sur les atterrissements du Sahara en général : je résumerai et coordonnerai les résultats de mes propres observations et des observations antérieures sur ces formations d'un genre spécial; je discuterai les diverses questions que soulèvent leurs caractères, leur nature⁽²⁾, leur âge, etc.; enfin je formulerai mes conclusions.

⁽¹⁾ G. Rolland. — Sur les terrains de transport et les terrains lacustres du bassin du chott Melrir (*Comptes rendus de l'Académie des sciences*, 26 mai 1884).

⁽²⁾ La nature fluvio-lacustre des atterrissements sahariens sera démontrée par une série d'observations et d'arguments qui viendront successivement à leur place dans le courant de cet exposé; mais elle ne pourra être considérée comme établie péremptoirement que par l'étude d'ensemble du chapitre II, où je présenterai tout le corps de doctrine dont résulte logiquement cette conclusion qu'il s'agit là, en

CHAPITRE PREMIER.

ITINÉRAIRE LE LONG DE L'OUED MYA ET DE OUARGLA À BISKRA.
ATTERRISSEMENTS DU BASSIN DU MELRIR.

Rappelons que les atterrissements du Sahara algérien appartiennent à deux grands bassins, le bassin d'atterrissement du chott Melrir, à l'Est, et le bassin du Gourara, à l'Ouest, bassins distincts, sauf dans le Nord, où ils sont reliés par les atterrissements de la région des daya (pl. IV et pl. X, fig. 2 à 4).

Notre itinéraire le long de l'Oued Mya et de Ouargla à Biskra est tout entier dans le bassin d'atterrissement du chott Melrir.

Le présent chapitre comprendra cinq paragraphes :

- 1° La région de Ouargla;
- 2° La région intermédiaire entre les bas-fonds de Ouargla et de l'Oued Rir';
- 3° L'Oued Rir';
- 4° La région intermédiaire entre l'Oued Rir' et les Zibans;
- 5° Les Zibans.

Les descriptions géologiques des régions successivement passées en revue seront précédées ici d'aperçus préliminaires sur la topographie et sur les oasis de ces diverses régions.

A la suite du chapitre, je devrai placer un petit appendice sur les mollusques terrestres de la surface du Sahara, et j'en ajouterai un autre sur les matériaux de construction entre Biskra et Ouargla.

A ce chapitre correspondent une carte-itinéraire de Ouargla à Biskra (pl. III), à l'échelle de $\frac{1}{400000}$, et une coupe géologique générale, par parties brisées, allant également de Ouargla à Biskra, avec une variante vers le Nord (pl. XI, fig. 3 et 3 bis), à l'échelle de $\frac{1}{1000000}$ pour les bases et de $\frac{1}{300000}$ pour les hauteurs.

§ 1^{er}. LA RÉGION DE OUARGLA.

L'oasis de Ouargla et ses environs sont l'objet d'une carte géologique spéciale, à l'échelle de $\frac{1}{80000}$ (pl. VII).

Aperçu topographique. — L'oasis de Ouargla et ses annexes sont situées dans un large bas-fond qui forme, pour ainsi dire, l'estuaire terminal de la grande artère hydrographique de l'Oued Mya, descendant des plateaux du Sud-Ouest (pl. I et III).

effet, de formations d'eau douce, d'atterrissements continentaux, et où je répondrai aux objections faites à cet égard. Auparavant, je devrai, pour la clarté du discours, procéder par affirmation et supposer la question résolue.

La ville est, d'après les déterminations de M. Barois, à une altitude de 161 mètres au-dessus du niveau de la mer.

Notre itinéraire d'El-Goléa à Ouargla débouche dans la vallée de l'Oued Mya auprès d'Hassi ben-Djedian. Dans cette région, le lit de l'Oued Mya se bifurque, et il offre deux branches, qui aboutissent l'une à Hassi el-Hadjar, au Nord-Ouest-Nord, l'autre, la principale, à Ouargla, au Nord-Est-Nord. Nous avons côtoyé celle-ci et y sommes descendus un peu avant le Gara Kriem.

A 11 kilomètres au Sud et en amont de la ville de Ouargla, au Gara Krima, le lit de l'Oued Mya a 4 kilomètres environ de largeur; puis il s'élargit rapidement et atteint plus de 12 kilomètres à Sedrata, aux oasis de Ouargla et au delà; à 7 kilomètres en aval de Ouargla, vis-à-vis du Gara Mouraneb, il n'a plus guère que 6 kilomètres. Il poursuit au Nord vers l'oasis de Negoussa et la Sebkha Safioun, point le plus bas de la dépression, et au delà jusqu'au Kef el-Ahmar (pl. III).

Cette longue dépression est bordée à l'Ouest par un grand escarpement, au relief accentué, qui la domine d'environ 70 mètres, et qui n'est autre que le prolongement du flanc gauche de la vallée de l'Oued Mya et, en même temps, de la berge gauche du lit de cet oued (pl. XVIII, fig. 3).

A l'Est, il y a dissymétrie, et la dépression considérée est limitée par un mouvement de terrain relativement doux, qui n'a en moyenne qu'une dizaine de mètres de hauteur, et qui n'est autre que le prolongement de la berge droite du lit de l'Oued Mya.

Au-dessus de la falaise occidentale, d'une part, règne un haut plateau s'élevant en pente douce vers le Mzab, au Nord-Ouest. Au-dessus du rebord oriental, d'autre part, s'étend une terrasse ondulée, qui appartient encore à la vallée de l'Oued Mya prolongée; quant au flanc droit de la vallée, il n'est pas continu, mais simplement jalonné par des séries de gour détachés.

Ces gour dépendent de la région dite *des Kantra*, qui sépare les vallées de l'Oued Mya et de l'Oued Igharghar près de leur confluent. Ils diminuent d'importance et deviennent de plus en plus clairsemés vers le Nord; puis ils cessent à peu de distance au-dessus du parallèle de Negoussa : on peut admettre alors que l'Oued Mya, l'Oued Igharghar et autres vallées corollaires s'étalent et se confondent dans une vaste plaine, en pente générale vers Tougourt, au Nord.

Çà et là quelques gour isolés, aux flancs abrupts, se dressent au milieu du bas-fond de Ouargla, comme le Gara Krima, déjà cité, ou au bord de la terrasse orientale, comme le Gara Mouraneb, également nommé, ou sur la terrasse même, comme les Gour Bckra, à 11 kilomètres à l'Est de Ouargla. Les plates-formes supérieures, qui couronnent ces gour, semblent horizontales et sont situées sur le prolongement du haut plateau qui descend doucement de l'Ouest.

Aperçu sur les oasis de la région de Ouargla. — L'oasis de Ouargla et ses cinq annexes, Adjaja, Chott, Sidi-Khouilet, Rouissat et Ba-Mendil, comptent

environ 408,000 palmiers-dattiers en rapport et plus de 100,000 arbres fruitiers : c'est le massif d'arbres le plus considérable qu'il soit donné d'embrasser d'un coup d'œil dans le Sahara algérien (pl. VII). La région de Ouargla est cependant en pleine décadence, ainsi que nous dirons.

La plaine basse et assez uniforme où sont situées les oasis présente un sol essentiellement formé de sable quartzeux, plus ou moins chargé de gypse et de sel marin. Une nappe souterraine d'eaux artésiennes règne à 35 mètres, en moyenne, sous la surface, et alimente de nombreux puits jaillissants, creusés par les indigènes et servant aux irrigations des cultures⁽¹⁾.

L'oasis de Ouargla proprement dite⁽²⁾, fort belle encore, compte à elle seule 250,000 palmiers en rapport, qui sont arrosés par 180 puits jaillissants, donnant un débit total de 20,790 litres d'eau par minute. L'ensemble de ses jardins figure un grand fer à cheval, ouvert au Nord, avec la ville au centre; ils se trouvent au milieu même du bas-fond et sont bordés à l'Ouest, au Nord et à l'Est par une ceinture continue de sebkha, avec un chott à l'Est.

Les villages d'Adjaja et de Chott se trouvent à l'Est du chott; ils sont entourés de jardins. D'Adjaja dépendent 74,000 palmiers en rapport et 66 puits jaillissants, donnant ensemble 15,500 litres d'eau par minute; de Chott, 70,000 palmiers en rapport et 70 puits jaillissants, donnant ensemble 14,000 litres.

Le village de Sidi-Khouilet, également à l'Est du chott, est bâti sur le bord de la terrasse orientale. A ses pieds sont parsemés environ 6,000 palmiers en rapport. Les sables envahissent cette région, qui dépérit, faute de puits artésiens.

Le village de Rouissat est situé au Sud-Ouest du chott. Il possède 3,500 palmiers en rapport, clairsemés.

Au Sud et au Sud-Ouest de l'oasis de Ouargla, ce ne sont que des bouquets détachés, de plus en plus maigres et rares, puis des palmiers isolés sans propriétaire. Le bas-fond devient ensuite tout à fait nu et désert; il est envahi par des dunes jusqu'à Sedrata, dont les ruines, où l'on distingue trois groupes principaux de constructions, émergent au milieu des sables. Les troncs de palmiers et les nombreuses broussailles que l'on observe entre Ouargla et Sedrata montrent que toute cette région était autrefois cultivée.

A Sedrata même, on voit encore l'orifice d'un ancien puits artésien, l'Aïn Sfa, et l'on distingue même par places, à la surface du sol, les traces des anciennes rigoles d'irrigation.

Revenant vers le Nord, si l'on suit le pied de la falaise occidentale, à l'Ouest de la sebkha, on trouve de nouveau une série de palmiers épars, appartenant à

⁽¹⁾ Au commencement de 1883, des sondages artésiens ont été entrepris à Ouargla avec l'outillage européen, ainsi que je le dirai dans mon *Hydrologie du Sahara algérien* (Rapport hydrologique).

⁽²⁾ Les indications statistiques qui suivent, proviennent d'anciens états, dressés en 1870, et je dois faire observer qu'elles présentent de notables différences avec celles que l'on trouve dans une publication récente du Gouvernement général de l'Algérie *Sur le pays d'Ouargla et sur les sondages opérés dans ses oasis de 1883 à 1888* (Note ajoutée lors du tirage à part).

l'oasis de Ba-Mendil, aujourd'hui presque entièrement détruite; on n'y compte plus guère que 5,000 palmiers en rapport, insuffisamment arrosés par des puits ordinaires à bascule. Un puits artésien aurait existé autrefois, paraît-il, dans cette oasis.

Des palmiers abandonnés se rencontrent encore au Nord de la Kasba de Ba-Mendil et au bord des dunes qui barrent le chemin vers Negoussa.

L'oasis de Ouargla est envahie par les sables au Nord et à l'Ouest. Jadis elle s'étendait bien davantage au Nord et possédait de ce côté des jardins très prospères, dont on voit encore les derniers vestiges. C'est là, dans un endroit actuellement tout à fait inculte et abandonné, que se trouvait le fameux puits Tzigarin Timokranin, autrefois le plus beau de l'oasis; ce puits a été comblé, il y a un siècle, par les Turcs. Une douzaine d'années avant notre passage, on avait essayé de le déboucher, mais en vain : à la profondeur de 22 mètres, on rencontra une pierre dure que les indigènes ne purent percer.

Au Nord de la région des sables qui envahissent le bas-fond entre Ouargla et Negoussa, signalons, au pied du Gara Mouraneb, de nouveaux jardins en création. Le sol y est formé de sables quartzeux purs, semblables à ceux des dunes, et l'eau s'y trouve à 1 m. 50 de profondeur.

Notons enfin, plus au Nord, l'oasis de Negoussa, qui compte 30,000 palmiers en rapport et 37 puits jaillissants, donnant ensemble 4,000 litres par minute.

Aperçu géologique. — L'Oued Mya est une grande gouttière d'érosion, creusée, à sa partie supérieure, dans le plateau crétacé de Tademayt et, à partir de Kechaba, dans le manteau d'atterrissement du bassin du chott Melrir (pl. IV). Le flanc gauche de la vallée se prolonge, ainsi que nous venons de le dire, le long du bas-fond de Ouargla et de Negoussa; mais le flanc droit cesse d'apparaître clairement auprès du confluent de l'Oued Mya et de l'Oued Ighar-ghar, par suite des dénudations quaternaires qui ont eu lieu dans la région intermédiaire des Kantra : le manteau d'atterrissement n'offre plus alors que des témoins d'érosion isolés, qui vont en se clairsemant vers le Nord. Les derniers gour qui représentent le flanc droit de l'Oued Mya, à la hauteur de Ouargla, sont à plus de 40 kilomètres de la falaise occidentale.

On trouvera (pl. XVIII, fig. 3) un profil géologique et hydrologique de la région de Ouargla, profil passant par Ouargla même et dirigé de l'Est à l'Ouest, c'est-à-dire transversalement à la direction générale de la dépression; l'échelle des bases est de $\frac{1}{200000}$ et celle des hauteurs de $\frac{1}{14000}$.

La falaise occidentale et les gour du côté oriental, ainsi que le fond général de la cuvette, sont constitués par une puissante formation d'*atterrissement ancien*, en grès quartzeux. Le creusement de la gouttière a été accompagné de dépôts d'*alluvions quaternaires*, en sables et cailloux roulés, lesquels s'étendent sur toute la vallée et recouvrent la terrasse qui borde à l'Est le bas-fond de Ouargla et de Negoussa. Le bas-fond lui-même présente des *alluvions modernes* en sables

quartzeux fins; on peut même ajouter que dans le chott, où il y a de l'eau en permanence, et dans le lit de l'Oued Mya, qui accidentellement, en cas d'orage, charrie des crues locales, il se dépose encore aujourd'hui des alluvions.

Les alluvions modernes et actuelles de la sebkha ont assez peu d'épaisseur; par places, les grès sous-jacents apparaissent à nu, et leurs bancs horizontaux forment des dallages à la surface du sol: par exemple, au Nord d'Adjaja, entre le rebord de la terrasse orientale et Aïn Beïda. Certaines parties de ces grès, ayant résisté aux agents de dénudation et de désagrégation, donnent lieu à de petites buttes en relief au-dessus du bas-fond: par exemple, les Gouiret R'dir, auprès d'Aïn Beïda, les Gouiret Rich, au pied du Krima, etc. Çà et là il reste enfin, comme on a vu, de grands témoins d'érosion dont les plates-formes supérieures représentent la surface du manteau d'atterrissement, les uns émergeant du milieu des alluvions quaternaires (Gour Bekra, Gara Mouraneb), les autres faisant saillie sur le fond même de la dépression (Gara Krima).

Outre les formations qui viennent d'être mentionnées, la région de Ouargla présente à sa surface des *travertins modernes* et des *dunes de sable*.

J'ai distingué ces diverses formations sur la carte géologique de la région de Ouargla (pl. VII).

En outre, pour ce qui est des terrains d'atterrissement ancien qui constituent le sous-sol de la dépression de Ouargla et n'apparaissent pas à la surface, il y a lieu d'y introduire d'importantes subdivisions, d'après les indications fournies par les puits artésiens creusés dans cette région. J'y distinguerai trois étages, savoir, de bas en haut (pl. XI, fig. 3): un *étage inférieur de transport*¹, un *étage lacustre*¹ et un *étage supérieur de transport*².

Abordons maintenant la description détaillée de ces différents terrains de Ouargla⁽¹⁾. Je les grouperai en atterrissements anciens, dépôts quaternaires et modernes, dunes de sable.

I. ATERRISSEMENTS ANCIENS.

Les grès et sables qui constituent la falaise et les gour de Ouargla sont formés, sur toute leur hauteur, de grains de quartz roulés, gros en moyenne comme une tête d'épingle; ils sont faiblement argileux et plus ou moins agglutinés par un ciment concrétionné de calcaire et de gypse calcaire. La proportion du ciment gypso-calcaire et la dureté des grès augmentent vers le haut. Ces grès sont disposés en bancs puissants, dont la stratification est très grossière et souvent même indistincte.

La figure 2 de la planche XVIII donne la coupe détaillée de la partie supérieure du Gara Krima (côté Nord).

Le couronnement est vertical et à pic sur une vingtaine de mètres, presque

⁽¹⁾ Cette région d'atterrissement étant la première que nous étudions en détail dans le présent ouvrage, nous avons été conduit à lui consacrer une description relativement assez longue, afin d'éviter ensuite certaines répétitions.

tout autour du piton; au-dessous, le talus est encore extrêmement raide, et il ne s'adoucit que plus bas. La plate-forme supérieure, de 100 mètres sur 200 mètres environ, fut habitée autrefois, ainsi qu'en témoignent les ruines qui la couvrent; elle était inaccessible de tous côtés, sauf au Sud, où le gara affecte la forme d'un croissant à branches inégales, avec un talus sableux, à pente moins raide, régnant jusqu'au sommet, et sauf au Nord-Est, où il existe, sur le flanc presque vertical du piton, une rampe étroite, taillée de main d'homme, par laquelle les piétons montent généralement.

Au sommet du couronnement se trouve une carapace, épaisse de 5 mètres et formée de croûtes de calcaire concrétionné et de lits gypso-calcaires; on distingue, au microscope, dans les calcaires compacts, une forte proportion de grains de quartz roulés. Au-dessous se présentent des alternances diverses de bancs, plus ou moins nets, de grès calcaires et gypso-calcaires. A partir du pied du piton vertical apparaissent sur le flanc des talus, jusqu'à la base du gara, une série de bancs de grès, conformes au type courant de la région, toujours plus ou moins agglutinés par du calcaire et par du gypse, mais en bien moindre proportion que les grès supérieurs; çà et là on observe des intercalations horizontales ou des filonnets transversaux de calcaire gypseux.

Les mêmes grès se montrent avec une grande uniformité, au Sud, le long des escarpements de l'Oued Mya, et au Nord, le long de la falaise qui poursuit vers le Kef el-Ahmar.

La falaise occidentale de Ouargla offre, de même que le Gara Krime, un couronnement au relief très accentué, avec une crête vive au sommet. Elle présente, sur le tiers environ de sa hauteur, des terrasses découpées et des témoins isolés en grès; la Kasba de Ba-Mendil a été construite sur un de ces monticules de grès, qui ne s'élève guère que de 8 mètres au-dessus de la sebkha. La carapace du plateau supérieur, formée soit de calcaire brun, soit de gypse calcaire blanchâtre, empâte souvent des cailloux roulés de calcaires et de dolomies crétacées, ainsi que des silex émoussés; on trouve parfois des Gastéropodes d'eau douce ou terrestres dans cette carapace supérieure ou dans les concrétions calcaires des grès sous-jacents.

Les grès que traversent les puits artésiens, forés par les indigènes au milieu du bas-fond de Ouargla, sont analogues; un échantillon analysé par Ville⁽¹⁾ s'est montré très riche en carbonate de chaux. Ces grès règnent jusqu'à 35 mètres, en moyenne, de profondeur sous la sebkha; au-dessous se trouve une couche marneuse imperméable, laquelle recouvre les sables aquifères. Dans un des puits de Ouargla, Roche a constaté l'existence de cette couverture, qui aurait 5 à 10 mètres et serait en argile verte; à Negoussa, d'après Ville, elle aurait 8 mètres et serait en marne blanche avec grains de quartz.

En somme, les puits indigènes de Ouargla peuvent offrir une hauteur de

⁽¹⁾ L. Ville. — Voyage d'exploration dans les bassins du Hodna et du Sahara, 1865 (p. 491).

50 mètres, au maximum, de l'orifice à la rencontre des sables aquifères inférieurs.

Quant aux sables inférieurs, essentiellement perméables et renfermant la nappe d'eau artésienne, ils sont formés de grains de quartz roulés, meubles, généralement sans argile, ni ciment calcaire. Roche a mentionné aussi, à propos de cet étage inférieur, un poudingue à petits éléments quartzeux et à ciment calcaire, qui se place sans doute vers le haut de l'étage.

Tous ces grès et ces sables sont plus ou moins imprégnés de sel marin, ainsi qu'on peut s'en rendre compte par l'analyse. Les eaux qui jaillissent par les puits artésiens et ont circulé au sein des sables inférieurs, — aussi bien que celles qui ont remonté au travers des grès superposés et viennent filtrer et se concentrer dans les chotts, — sont fortement chargées non seulement de sulfates de chaux et de magnésie, mais encore de chlorures de sodium et de magnésium. La proportion de ces éléments salins est, d'ailleurs, beaucoup plus forte ici, dans les eaux souterraines des terrains d'atterrissement du Sahara, que dans celles des terrains crétacés de la lisière Nord du Sahara et du Tell.

L'ensemble des terrains que nous venons de décrire constitue une puissante formation, qui recouvre le terrain crétacé comme un manteau, s'applique et se modèle sur lui (pl. X, fig. 1 et 3). Elle se relève vers l'Ouest-Nord-Ouest, dans la direction du plateau crétacé du Mزاب, et se poursuit, d'autre part, presque horizontalement vers l'Est; elle offre une pente générale du Sud au Nord, et s'étend sur près de 400 kilomètres au Sud de Ouargla, sa surface se relevant doucement (de 0 m. 3 par kilomètre environ) jusqu'à El-Biodh, où le Crétacé sous-jacent reparait (pl. IV).

Ces terrains ont les caractères d'atterrissements continentaux, ainsi que l'a déjà exposé M. Pomel⁽¹⁾, et sont incontestablement de nature diluvienne et fluviale, ainsi que je le montrerai plus loin, dans le chapitre II, par tout un faisceau d'arguments probants. Les sables quartzeux roulés dont ils sont essentiellement formés indiquent un dépôt opéré mécaniquement par les eaux courantes. C'est une formation d'eau douce et de transport. Le transport a eu lieu du Sud au Nord, à en juger par la pente de ce manteau d'atterrissement récent, et la composition des matériaux détritiques dont il est formé s'explique, en effet, quand on considère qu'ils ont été empruntés aux massifs des grès dévoniens et des gneiss du Sahara central, plus au Sud.

Deux grands étages de transport doivent être distingués, d'après ce qui précède, dans la région de Ouargla : un étage de transport inférieur t^1 , en sables purement quartzeux, et un étage de transport supérieur t^{2a} , en sables quartzeux mêlés d'argile et cimentés par des concrétions gypseuses et calcaires (pl. XI, fig. 3).

Les deux étages de transport t^1 et t^{2a} sont séparés par l'assise d'argile ou de marne dont nous avons parlé, et qui correspond à une période intermédiaire

⁽¹⁾ A. Pomel. — Le Sahara, 1872.

de calme : c'est encore un dépôt d'eau douce, mais sous des eaux relativement tranquilles. Ce niveau lacustre mérite d'être distingué aussi, malgré son peu d'épaisseur, et d'être considéré comme formant un étage spécial *l'*; car il représente, dans la région de Ouargla, l'équivalent du grand étage lacustre *l* de l'Oued Rir', que nous étudierons tout à l'heure.

La puissance de l'étage supérieur de transport de Ouargla *l'*^{2a} s'obtient évidemment en ajoutant l'épaisseur du massif de grès qui affleure latéralement, sur les flancs de la falaise et des gour, et l'épaisseur de grès que traversent les puits creusés dans le bas-fond : on trouve ainsi (pl. XVIII, fig. 3), à Ouargla même, une épaisseur totale de 100 mètres, en chiffre rond. Quant à l'étage inférieur de transport *l'*, son épaisseur semble notablement moindre ⁽¹⁾.

II. DÉPÔTS QUATERNAIRES ET MODERNES.

Alluvions quaternaires.

Par analogie avec la terminologie usitée en Europe, nous ne désignerons au Sahara, sous le nom de terrains quaternaires proprement dits, que ceux dont le dépôt a suivi le creusement des vallées, nous réservant de discuter plus loin (chapitre II) l'âge des atterrissements plus anciens dont il vient d'être question.

Les alluvions quaternaires qui garnissent la vallée de l'Oued Mya et occupent la terrasse orientale du bas-fond de Ouargla (pl. VII) sont en sables quartzeux avec cailloux de quartz roulés de toutes couleurs, blancs, roses, jaunes, noirs. Les grains de sable, également roulés, sont moins fins que ceux des grès précédents; les cailloux, généralement assez petits, ne dépassent guère la grosseur d'une noix. En somme, ces alluvions des vallées accusent un transport bien plus énergique par les eaux courantes que les grès d'atterrissement ancien.

Parfois les alluvions quaternaires se trouvent être presque meubles, et elles fournissent alors des matériaux tout prêts à être transformés en dunes par un simple classement. Le plus souvent elles sont légèrement agglutinées par un ciment gypso-calcaire; le ciment augmente de proportion près de la surface, où il forme en maint endroit une croûte de quelques centimètres, blanche ou bleuâtre, polie par le pulvérulin sableux et brillant au soleil comme une faïence vernissée; cette couverture est craquelée et dessine des sortes de dallages mal assemblés, dont les sables pénètrent les joints.

La surface de ces alluvions est irrégulière et bosselée. Le placage concrétionné suit les caprices du terrain. Il est de formation postérieure; mais il a été entaillé par les dernières érosions, ainsi qu'on le voit en certains points au bord du lit de l'Oued Mya.

⁽¹⁾ Elle est sans doute assez variable. A Rouissat, elle ne serait que d'une vingtaine de mètres, d'après un sondage de 75 mètres, exécuté en 1884; au-dessous, on rencontrerait des marnes crétacées (Note ajoutée lors du tirage à part).

Alluvions modernes.

Tout le bas-fond de Ouargla est occupé par des alluvions modernes (pl. VII), qui comprennent essentiellement des sables quartzeux très fins, rougeâtres ou brunâtres, imprégnés de sels. Il n'y a guère de différence entre la terre végétale des jardins et le terrain de sebkha et de chott, sinon que, dans celui-ci, la proportion de sels est plus grande.

Les dépôts salins que présentent les sebkha et le chott, peuvent être considérés comme de formation actuelle, et sont dus principalement à un apport par les eaux artésiennes, plus ou moins chargées de sels, qui viennent s'évaporer ou se concentrer dans ces dépressions. Il existe, en effet, comme nous l'exposerons dans le Rapport hydrologique, — tant à Ouargla que dans l'Oued Rir', et, d'une manière générale, dans tout le bas Sahara — une petite nappe d'eau souterraine et ascendante, qui règne à peu de profondeur dans le sous-sol, épouse, dans une certaine mesure, le relief extérieur de la surface, et affleure dans les bas-fonds, où elle donne lieu à des suintements plus ou moins abondants; mais, par contre, l'eau qui arrive ainsi sans cesse à la surface, se trouve aussitôt soumise à l'action de l'évaporation, si active sous le climat saharien. Quand le débit de la nappe est supérieur à l'évaporation, il y a chott; sinon, il y a sebkha. Les sels se concentrent dans les eaux de chott, et les terrains de sebkha se couvrent d'efflorescences salines.

Il pourra y avoir chott ou sebkha suivant les saisons. Le chott entre Ouargla et Adjaja est permanent; en été, il baisse et se couvre de belles croûtes de sel marin. Dans la sebkha qui sépare Ouargla de Ba-Mendil, il y avait, en mai 1880, une flaque d'eau éphémère.

Le bas-fond de Ouargla est à peu près plat. Je n'ai pas observé la ligne de faite signalée par Ville entre Ouargla et Negoussa, et je croirais plutôt que les deux bas-fonds se continuent l'un l'autre sous les dunes intermédiaires; quoi qu'il en soit, la pente générale est vers le Nord, jusqu'à la Sebkha Safioun.

En dehors des sebkha, la surface de ces alluvions sableuses se présente unie et comme damée. Dans les sebkha, l'évaporation des eaux salines provoque une cristallisation qui boursouffle le sol, lui donne un aspect gaufré et le rend poreux et farineux, craquant et volant en poussière sous le pied des chevaux, quand il fait bien sec; on y recueille parfois de beaux cristaux de gypse sableux.

L'épaisseur des alluvions modernes est très variable; elle est généralement faible et ne dépasse pas quelques mètres. On peut s'en rendre compte d'après la hauteur boisée des puits, bien que ce ne soit là qu'un indice approximatif.

Coquilles fossiles et subfossiles. — On trouve fréquemment des coquilles fluviatiles subfossiles à la surface des oasis. Il y en a aussi sur les sols incultes, en alluvions quaternaires ou modernes.

J'ai récolté les suivantes, qui sont toutes des Gastéropodes : *Planorbis Duveyrieri*, Deshayes⁽¹⁾ (pl. XXVIII, fig. 7); *Hydrobia Peraudieri*, Bourguignat (pl. XXVIII, fig. 14); *Melania tuberculata*, Müller (pl. XXVIII, fig. 17); *Melanopsis maroccana*, Morelet (pl. XXVIII, fig. 18). Ces coquilles subfossiles et décolorées sont identiques à des espèces actuellement vivantes.

Les deux premières espèces vivent dans les eaux douces; les deux dernières dans les eaux douces et saumâtres.

Les *Melania* et *Melanopsis* sont de beaucoup les plus abondantes; il y en a de plusieurs variétés et de tailles diverses.

De plus, le *Cardium edule*, Linné, var. (*Cardium saharicum*, Bourguignat), fossile ou subfossile, se rencontre dans les environs de Ouargla, où il avait été signalé en premier par M. Marès.

J'en ai rencontré un gisement très abondant à une demi-journée au Sud de Ouargla, entre le Gara Krima et le Gara Kriem, au fond de la sebkha qui se trouve en cet endroit (dans le lit même de l'Oued Mya). Remarquons incidemment que ce gisement, situé en amont de Ouargla, est, par suite, à plus de 161 mètres d'altitude au-dessus du niveau de la mer.

J'ai aussi recueilli le *Cardium edule* à la surface de la même sebkha, mais un peu moins au Sud, à l'ancienne oasis de Sedrata, aujourd'hui envahie par les sables, où il est associé à des coquilles subfossiles d'eau douce, Planorbis et Mélanies.

C'est à cette même oasis de Sedrata que M. Ph. Thomas a fait la découverte curieuse de quelques débris de coquilles marines, qui ont été examinées et décrites par M. Tournouër⁽²⁾. J'y ai fait, à mon tour, d'actives recherches, en compagnie du docteur H. Weisgerber, et nous déclarons n'avoir pas constaté la moindre trace de ce genre de coquilles. Nous avons trouvé, en assez grande quantité, des fragments semblant appartenir à un grand *Pecten*; mais l'analyse a montré à M. Fischer qu'ils provenaient simplement de dents de chameaux. Les seules coquilles récoltées par nous sont fluviatiles. J'en conclus que les quelques coquilles marines trouvées par M. Thomas en ce point sont des raretés; de plus, je ne les crois pas en place, ainsi que je le dirai plus loin (chapitre II).

Mes échantillons de *Cardium edule* de Ouargla appartiennent aux deux variétés principales que M. Tournouër a distinguées parmi les *Cardium* du chott Melrir, rapportés par M. H. Le Chatelier⁽³⁾: « l'une (pl. XXVIII, fig. 20), plus solide, rhomboïde,

⁽¹⁾ Les planorbis rapportés de Sedrata par M. Ph. Thomas sont du type *P. Aucapitainianus*, Bourguignat.

⁽²⁾ Tournouër. — Sur quelques coquilles marines recueillies par divers explorateurs dans la région des chotts sahariens (*Association française pour l'avancement des sciences*, 1878).

⁽³⁾ Dans sa communication de 1878 à l'*Association française*, M. Tournouër a figuré ces deux variétés de *Cardium edule* du chott Melrir (variété *solide* et variété *fragile*), ainsi qu'une troisième variété (var. *minor*), à laquelle il semblerait que se rapporte plus spécialement l'espèce nouvelle (*Cardium saharicum*), créée par M. Bourguignat.

granulée antérieurement, qui est très voisine de certains *Cardium* aujourd'hui vivant au Languedoc, en Algérie même, dans le canal de l'isthme de Suez, etc., ou dans la Caspienne (*C. Eichwaldi*); l'autre (pl. XXVIII, fig. 21 et 22), transverse, lisse, plus fragile et plus mince, et laissant apercevoir à l'intérieur les côtes de la surface, qui est non pas identique, mais du moins très analogue à certains *Pectinatum* vivant aujourd'hui à Toulon, par exemple, à Fréjus, dans l'île Sainte-Marguerite, ou à Otschakow, dans la mer Noire⁽¹⁾. »

Travertin moderne.

En plusieurs points des environs de Ouargla se trouvent des dépôts de travertin, qui recouvrent les alluvions modernes et sont de date récente (pl. VII). Ils occupent, en particulier, une zone de 1 à 2 kilomètres de largeur entre le Sud de l'oasis de Ouargla et l'oasis de Rouissat; cette région est entièrement rocailleuse et impropre à la culture; elle est parsemée de petits monticules de travertin, qui lui donnent presque un aspect mouvementé, par contraste avec la surface plate des environs. Cette zone commence au Sud-Ouest du chott, comprend les alentours du village d'Allou et passe au Sud de la ville de Ouargla, auprès de la porte de Bab-Sultan. On trouve de ce côté plusieurs gros bancs de travertin, épais d'environ 1 mètre.

A l'Est de la ville, dans un espace vide au milieu des jardins, près de la porte de Gueydon, on voit des bancs analogues, sur lesquels ont été construits de petits marabouts. De plus, en maint endroit du bas-fond de Ouargla, on observe des fragments épars de travertin, par exemple, au milieu des palmiers isolés de Rouissat; leur surface, usée par les sables, est polie, mais grenue ou vermiculée: on dirait parfois une peau grise de chagrin.

L'analyse d'un échantillon de travertin de Ouargla a été donnée par Ville⁽²⁾.

Ce sont des calcaires concrétionnés, grisâtres ou brunâtres, compacts et vacuolaires. On pourrait distinguer plusieurs niveaux, les couches inférieures étant généralement tufacées. Au microscope, ces calcaires se montrent finement cristallins; ils englobent le plus souvent de petits grains de quartz roulés.

Notons d'ailleurs que les travertins en question ne diffèrent pas des calcaires concrétionnés qui constituent la carapace supérieure des terrains d'atterrissement ancien.

A l'époque où les travertins de Ouargla se sont déposés, il existait des sources naturelles dans le bas-fond, et les eaux artésiennes jaillissaient d'elles-mêmes en certains points de la surface. Aujourd'hui leur niveau hydrostatique s'est abaissé, et même, dans la plupart des puits indigènes, elles n'arrivent pas tout à fait jusqu'à la surface naturelle du sol.

⁽¹⁾ Pour plus amples renseignements sur les *Cardium edule* du Sahara, voir plus loin chapitre II, § 2 (Hypothèse de la mer saharienne), III (Question du *Cardium edule*).

⁽²⁾ L. Ville. — Voyage d'exploration dans les bassins du Hodna et du Sahara, 1865 (p. 492).

III. DUNES DE SABLE.

La troisième partie de cet ouvrage devant être consacrée spécialement à l'étude des grandes dunes de sable du Sahara, je serai bref ici au sujet de ce genre de formation.

L'envahissement des sables sur plusieurs points de l'oasis de Ouargla et de ses annexes est établi par les témoignages des anciens du pays; il est sensible même depuis vingt ans. Les grains de quartz, poussés par le vent, roulent sur la surface du sol jusqu'à la lisière des palmiers, où ils s'arrêtent; au Nord et à l'Ouest de l'oasis, ils s'accumulent et s'avancent, ensevelissant jardins, maisons et puits (pl. VII).

On peut suivre d'année en année les progrès de telle dune, faisant sa trouée au milieu des palmiers, lentement, mais sûrement : bientôt, sur son passage, ce ne sont plus que quelques vieux troncs, aux maigres panaches, émergeant du sein des sables, puis mourant à leur tour.

Au Nord et jusqu'à la ville, le ravage est complet, et l'on ne rencontre plus de ce côté que des murs d'anciens jardins et des troncs morts.

C'est à l'Ouest de l'oasis et au Sud de la sebkha de Ba-Mendil que les dunes sont les plus élevées; elles ont 5 à 6 mètres. Elles ont des noms : au bord de la sebkha, ce sont les Areg Bou-Ahmer, les Areg Chetab, etc. Telle avance, et telle autre la suit. De ce côté, l'oasis est, pour ainsi dire, percée de part en part; les jardins restants ne forment plus que des îlots épars, au fond de véritables entonnoirs de sable.

Au Sud-Ouest de la sebkha, tout est détruit, ou à peu près, et, jusqu'au pied de la falaise, on ne trouve plus que des palmiers épars.

De Ouargla à Sdrata, on traverse une série de rides sableuses orientées de l'Est-Sud-Est à l'Ouest-Nord-Ouest; de même de Sdrata à Krîma.

D'autre part, entre Ouargla et Negoussa, le bas-fond est complètement barré par une série de petites chaînes de dunes orientées du Nord-Ouest au Sud-Est; leur ensemble est nettement parallèle et s'avance en bataillon serré. Elles ont également 5 à 6 mètres.

Il n'y a généralement pas de dunes proprement dites sur les sebkha, les sables roulant sans s'arrêter sur leur sol, quand il est sec et dur, ou, au contraire, étant fixés et se mêlant au sol, quand il est humide. On trouve cependant çà et là, au Nord de Ouargla, quelques traînées isolées, remarquables par leur régularité et leur parallélisme⁽¹⁾.

Enfin une chaîne de dunes, haute d'une cinquantaine de mètres, règne sur 6 kilomètres environ le long du pied de la terrasse de Sidi-Khouilet, entre cette terrasse et les oasis de Chott et d'Adjaja. En 1861, Ville faisait remarquer que

⁽¹⁾ En particulier, j'en ai noté une, près de l'Aïn Tzigarin, qui avait son arête dirigée N. 44° 30' O. — S. 44° 30' E. et son talus raide incliné vers le Sud-Ouest.

la terrasse sur laquelle est bâti le village de Sidi-Khouilet marquait le niveau supérieur des dunes, et il en concluait que celles-ci n'étaient autres que des témoins plus ou moins désagrégés des couches quaternaires de la terrasse : il n'accordait, en somme, à l'action du vent que le modelage extérieur des sables, ce que l'on ne saurait d'ailleurs lui contester. Mais, depuis 1861, ces dunes se sont élevées, et leurs sommets les plus hauts dépassent maintenant d'une quarantaine de mètres le niveau de la terrasse : on est donc bien forcé d'admettre que leur augmentation est due à une accumulation des sables par le vent, et l'on ne peut y voir ni le cas de témoins d'érosion, ni l'effet d'une désagrégation sur place.

Assurément les couches sableuses de la terrasse se désagrègent, et c'est de leur désagrégation que proviennent, en effet, les cailloux de quartz roulés qui sont mêlés aux sables au pied des dunes de Sidi-Khouilet. Mais Ville cite la présence de ces cailloux pour prouver que les dunes et les couches sableuses ne font qu'un : or il n'y a de cailloux roulés qu'au pied des dunes, et, plus haut, les sables sont formés exclusivement de grains quartzeux de moins de 1 millimètre, en moyenne, de 2 millimètres au plus, accusant un véritable triage par le vent.

L'invasion des sables et le peu d'efficacité des moyens employés à les combattre peuvent s'observer au jardin de Tzigarin-Tikchichin, créé, il y a une vingtaine d'années, au Nord de l'oasis de Ouargla, au milieu de la sebkha. Le sol a dû, comme c'est le cas général ici, être déblayé et abaissé pour permettre l'irrigation; avec les déblais, on a fait tout autour un talus, sur la crête duquel on a planté une haie destinée à arrêter les sables. Si le talus n'a guère avancé, il s'est élevé notablement par suite de l'apport constant des sables par les vents; lors de notre visite, on plantait une nouvelle haie extérieure : peu à peu l'obstacle qu'on a créé prendra des proportions telles que ce jardin sera enseveli au fond des sables, contre lesquels on avait voulu le protéger.

Il serait plus rationnel et plus efficace de combattre l'envahissement d'un jardin ou d'une oasis par les sables, non en essayant d'arrêter leur marche, mais en cherchant à la dériver au moyen de talus obliques placés latéralement. Mieux que ces palliatifs, le vrai remède contre les sables, quand on peut l'employer, c'est l'eau. L'eau, lorsqu'elle est assez abondante pour donner lieu à un courant d'une certaine vitesse, déblaye les dunes; les irrigations permettent d'installer de nouvelles cultures et de fixer les sables meubles, etc. Dans l'Oued Rir', on verra que des régions ensablées ont été entièrement ressuscitées, grâce à nos puits artésiens.

§ 2. LA RÉGION INTERMÉDIAIRE ENTRE LES BAS-FONDS DE OUARGLA ET DE L'OUED RIR'.

Aperçu topographique. — Notre itinéraire, de Ouargla à Tougourt (pl. I et III),

traverse la plaine irrégulièrement ondulée dans laquelle on peut dire que se confondent les vallées de l'Oued Mya et de l'Oued Igharghar. La plaine en question est parsemée, avons-nous dit, de gour qui font suite à la région du Kantra vers le Nord et dont les têtes se trouvent sur le prolongement du plateau supérieur. Ces gour présentent divers groupements et alignements, de manière à encadrer les ramifications confuses des ravinements secondaires, qui s'entrecroisent entre les artères principales. A partir du Garet Chouf, ils deviennent de plus en plus rares et de moins en moins importants, et ils cessent, ou à peu près, à partir des Gour Rich.

Au delà, jusqu'à l'Oued Rir', ce n'est plus qu'une plaine vague, parsemée de dépressions peu profondes et entrecoupée de petites dunes. Ces dépressions, les unes sablonneuses et offrant quelque végétation, les autres nues et salées, *nebka*, *haïcha*, *haoudh*, *daya*, *sebkha*, etc., sont fermées et séparées par des reliefs de quelques mètres, qui dessinent parfois des lignes de terrasse assez nettes sur leurs bords, et sont généralement surmontées de plates-formes rocheuses et bosselées, lesquelles continuent à représenter le prolongement du plateau supérieur.

Au milieu des ravinements inextricables du plateau, on distingue, à l'Ouest de notre itinéraire, une artère principale, au fond de laquelle se trouvent la petite oasis de El-Hadjira et l'ancienne oasis de Bardad. Cette artère est dirigée du Sud-Ouest au Nord-Est, et communique, du côté Sud, avec la dépression de Ouargla : c'est donc là, à proprement parler, le prolongement du lit de l'Oued Mya. Mais, en réalité, le bas-fond allongé qui s'y trouve encaissé entre deux lignes d'escarpements plus ou moins discontinus constitue un bassin fermé, dont le chott de Bardad occupe le point le plus bas : un seuil le sépare, au Sud-Ouest, du bas-fond qui va de la Sebkha Safioun à Ouargla ; au Nord-Est, la gouttière perd sa netteté, se bifurque, et un seuil entremêlé de saillies rocheuses la sépare de la dépression de l'Oued Rir'.

Quant au prolongement du lit de l'Oued Igharghar, il apparaît beaucoup moins nettement : il est simplement indiqué par une série de *daya* allongées et séparées par des seuils surbaissés, *daya* qui se succèdent vers le Nord, jusqu'auprès de Tougourt.

Description géologique. — Sauf la gouttière de Bardad, toute cette région est constituée par le plateau supérieur d'atterrissement ancien, raviné en tous sens, mais peu profondément.

D'une manière générale, le plateau est recouvert d'une carapace gypso-calcaire blanc bleuâtre, qui a été entaillée par les érosions quaternaires et couronne les bordures des ravinements; cette croûte concrétionnée sert souvent de gangue à des silex noirs, jaunes, rouges, aux angles émoussés, et parfois aussi à des cailloux roulés de calcaires crétacés. Au-dessous apparaissent, sur les flancs des terrasses, des alternances de couches de gypse blanc et de sables ou grès

quartzo-gypseux, avec quelques niveaux accidentels de marnes rouges ou vertes, également gypsifères.

Ces bancs de gypse sont farineux, ou cristallins, ou compacts. Ils contiennent généralement une certaine proportion de carbonate de chaux et de silice, et présentent çà et là des concrétions calcaires ou opalines. Parfois ils renferment des lits lenticulaires de calcédoine vacuolaire et mamelonnée, dont on trouve à la surface des débris et des plaquettes à angle vif, provenant de leur rupture sur place. Enfin tous ces gypses, de même que le placage supérieur, englobent, en plus ou moins grande quantité, des silex émoussés et plus ou moins roulés, dont la grosseur peut atteindre le poing et qui indiquent un charriage par les eaux.

Le sondage de Bardad, exécuté au bord du chott de ce nom (voir sur la planche XX sa coupe détaillée), a rencontré des couches épaisses de gypse jusqu'à 27 mètres de la surface, puis, jusqu'à 94 m. 95, des sables purement quartzeux, plus ou moins fluides, avec quelques cailloux roulés. Ces sables semblent identiques à ceux qui constituent au Sud, à Ouargla, comme au Nord, dans l'Oued Rir', notre terrain de transport inférieur t^1 (pl. XI, fig. 3). L'étage lacustre de Ouargla t' ne se retrouve pas ici et manque sans doute dans toute cette région intermédiaire. Quant à l'étage supérieur de transport t^{2a} , on trouve, en ajoutant la partie supérieure du sondage et la hauteur des terrasses qui bordent le chott, qu'il n'aurait plus guère ici que 35 mètres de puissance; sur les flancs de ces terrasses affleurent des couches régulières de gypse et de sables quartzo-gypseux, dans lesquels Ville a trouvé des Mélanies.

Les eaux quaternaires qui ont raviné le plateau, ont déposé dans les dépressions des épaisseurs variables de sables et de graviers quartzeux roulés, gros, en moyenne, comme des amandes; ces dépôts, généralement mêlés de gypse, sont tantôt meubles, tantôt agglutinés par un ciment gypso-calcaire blanc. Il peut arriver enfin que les efflorescences et les croûtes, qui se sont formées à la surface, recouvrent indifféremment les terrains quaternaires proprement dits et les terrains antérieurs en atterrissement ancien : la distinction de ces terrains devient alors impossible. L'affleurement de la nappe ascendante, voisine de la surface, dans certaines dépressions donne lieu çà et là à des sebkha.

Le plateau supérieur offre couramment de petits bossellements, autour desquels la carapace rocheuse a été entièrement craquelée. De plus, on aperçoit, suivant certaines lignes d'escarpement, des festonnements et des flexions, qui sont évidemment dus à des mouvements du sol postérieurs au dépôt de ces couches. Parfois même on rencontre de forts plongements et des ploiements accompagnés de la rupture complète des assises.

Je n'ai pas observé, toutefois, qu'on pût suivre les couches ainsi relevées sur des longueurs suffisantes en direction pour conclure qu'elles aient été plissées sous l'action de pressions latérales, résultant d'un mouvement d'ensemble de la région. En général, ce sont plutôt des bombements occupant une surface assez restreinte, semblant indépendants les uns des autres, et donnant lieu à des buttes

isolées, comme le Dra Gaddechi, le Mergueb, etc. Certaines ressemblent à des boursouffures produites sous l'action de pressions intérieures; ainsi, au Dra Gaddechi, les couches plongent en divergeant du centre, comme les assises d'une voûte sphérique surbaissée; leur rupture et leur désagrégation à la clef de voûte ont facilité la tâche des agents d'ablation au milieu du mamelon, qui présente une excavation irrégulière et allongée, au fond de laquelle se trouve une dépression fermée.

En somme, la plupart de ces bombements me semblent dus à des mouvements locaux du sol, et ceux-ci peuvent s'expliquer facilement comme conséquences d'affaissements et de glissements dans les terrains considérés.

Il importe de signaler, à ce propos, l'effondrement du Bahr Ramada. Ce bahr, dont les figures 6 et 7 de la planche XVIII donnent le plan et la coupe, ne datait guère, quand je l'ai visité, que de six ans environ.

La place où il se voit aujourd'hui était connue et n'offrait rien de particulier. L'effondrement a été brusque et a produit comme un trou à l'emporte-pièce au travers du plateau. Ce trou a la forme d'un entonnoir circulaire de 25 mètres de haut; au fond se trouve un bassin plein d'eau, de 40 mètres de diamètre. Les flancs n'ont pas une pente inférieure à 35 degrés, en moyenne, et sont couronnés par un rebord vertical de 5 mètres; ils présentent des couches, très grossièrement stratifiées, de sables quartzeux et de graviers et cailloux roulés, soit meubles, soit reliés par un ciment calcaire.

Cet effondrement ne saurait s'expliquer que par l'existence d'une chambre ou d'une cavité souterraine, ayant provoqué des tassements et déterminé un éboulement, dont le contre-coup s'est fait sentir jusqu'à la surface. La formation de cavités semblables n'a rien d'ailleurs que de normal dans des terrains qui renferment de grandes quantités de gypse et de sel, éléments solubles dans l'eau, et dans lesquelles circulent des eaux artésiennes, traversant ces masses sableuses comme une éponge et donnant lieu, suivant certaines zones, à des sources jaillissantes, naturelles ou artificielles. D'autre part, la rupture accidentelle des couches ainsi placées en porte à faux, au-dessus de cavités souterraines, se comprend en raison du peu de cohésion et d'homogénéité que ces couches présentent, en général.

Le chemin désert que suit notre itinéraire de Ouargla à Tougourt, s'explique par la recherche d'un tracé de chemin de fer; mais la route de beaucoup la plus fréquentée prend la ligne des bas-fonds passant par Bardad (pl. III). En suivant cette route-ci, on constate nettement le prolongement de l'étage supérieur de transport ²^a, tel que nous l'avons décrit dans la région de Ouargla, et l'on trouve les mêmes grès, avec les mêmes concrétions et la même carapace gypso-calcaire, le long des flancs de la gouttière et de ses ramifications, jusqu'au delà d'El-Hadjira et latéralement vers El-Alia; mais la proportion des concrétions gypso-calcaires et surtout du gypse augmente graduellement par rapport aux sables quartzeux.

La surface de la formation d'atterrissement s'abaisse notablement à partir du coude que domine le Kef el-Ahmar, et figure dans cette région une grande ondulation, convexe et transversale. Une ondulation semblable s'observe entre Bardad et Bledet-Ahmar.

Ces deux ondulations, déjà signalées par Ville, sont indiquées sur la coupe géologique générale de Biskra à Ouargla (pl. XI, fig. 3) et sur l'essai de coupe générale de Biskra à Timassinin (pl. X, fig. 2).

La première semble due surtout à la diminution de puissance de l'étage supérieur de transport t^a et peut-être aussi à un relief sous-jacent. La seconde doit correspondre à une dénivellation de la surface de l'étage inférieur de transport t^i , facile à imaginer au bord de l'ancienne dépression lacustre de l'Oued Rir', et se trouvant sans doute en relation elle-même avec un relief préexistant de terrains crétacés sous-jacents.

§ 3. L'Oued Rir'.

Aperçu topographique. — L'Oued Rir' est une zone étroite de bas-fonds qui s'alignent du Sud au Nord, avec pente générale vers le Nord, jusqu'à l'extrémité Sud-Ouest du chott Melrir (pl. I, III et XXII).

De nombreuses et importantes oasis s'échelonnent sur les deux rives de cette zone déprimée et sur une longueur totale de 130 kilomètres, depuis Bledet-Ahmar (altitude, 79 mètres), à une vingtaine de kilomètres plus au Sud que Tougourt (altitude, 67 m. 29), jusqu'à Ourir (altitude négative, — 13 m. 5), au bord du chott Melrir, au Nord.

La zone des bas-fonds de l'Oued Rir' est occupée par une série de chotts et de sebkha, et forme, pour ainsi dire, le lit mineur de la vallée du même nom ; car, à proprement parler, l'Oued Rir' est une vallée, qui représente le prolongement des vallées de l'Oued Mya et de l'Oued Igharghar réunies, et qui aboutit au chott Melrir, fond de ce grand bassin hydrographique.

Les ramifications multiples de la région intermédiaire entre les bas-fonds de Ouargla et de l'Oued Rir' convergent, en effet, vers cette vallée unique, qui, à partir de Tougourt, est nettement tracée, et limitée, de part et d'autre, par deux lignes de falaises assez peu élevées, mais très nettes et courant parallèlement du Sud au Nord. Entre elles s'étend une plaine de 20 kilomètres de largeur, — plaine plus ou moins vallonnée, parsemée çà et là de mamelons et offrant une légère pente transversale de l'Ouest à l'Est. — La zone des bas-fonds est située du côté de la falaise orientale, dont elle longe généralement le pied même ; elle ne présente pas de thalweg continu, mais comporte une succession de dépressions allongées et placées bout à bout, fermées et légèrement étagées, que séparent des seuils le plus souvent imperceptibles à l'œil. Ces sortes de bassins renferment en permanence des eaux fortement salines, dont la hauteur et la salure varient en raison inverse l'une de l'autre et suivant les saisons.

Peu avant son extrémité septentrionale, la plaine de l'Oued Rir' est barrée par une ligne de relief dirigée de l'Ouest-Sud-Ouest vers l'Est-Nord-Est : c'est la petite chaîne des collines de Nza-ben-Rzig, qui figure un dos d'âne, sur l'arête duquel se dresse une crête abrupte et ébréchée. Une découpe étroite, entre le cap avancé de cette chaîne et la falaise orientale de la vallée, livre passage à la zone des bas-fonds : dès lors, celle-ci présente un lit avec thalweg continu, et poursuit ainsi sous le nom d'Oued Khérouf jusqu'au chott Melrir, où l'oued se jette. La falaise orientale de l'Oued Rir' cesse auparavant, et, tournant à angle droit vers l'Est, devient la falaise méridionale du chott Melrir, en même temps que le bord septentrional du plateau du Souf.

Cependant la falaise occidentale se continue environ 25 kilomètres plus au Nord que la falaise orientale, et la plaine de l'Oued Rir' forme alors le prolongement de la plage du chott Melrir vers l'Ouest⁽¹⁾. Puis cette falaise décrit un grand coude et se dirige transversalement vers l'Est-Nord-Est, traçant l'importante ligne de relief dite du Kef el-Dohr⁽²⁾, qui limite de part en part la plaine, et qui s'avance jusqu'à la plage même du chott, où elle se dresse avec une hauteur d'une centaine de mètres.

En terminant cet aperçu, nous ferons remarquer que l'Oued Rir' n'occupe pas une position quelconque dans le bas Sahara. Au-dessus de la falaise occidentale de cette vallée, d'une part, règne un plateau qui s'élève en pente douce, mais nettement, vers la région des daya (partie orientale), à l'Ouest; au-dessus de la falaise orientale, d'autre part, c'est le prolongement du même plateau vers l'Est; mais il s'étend presque horizontalement de ce côté vers le Souf et se relève légèrement au delà. On peut donc dire que l'Oued Rir' est une gouttière entaillée le long du bord occidental du bas Sahara, au bas des dernières pentes qui descendent du haut Sahara (pl. X, fig. 3).

D'après ce qui précède, le bas-fond de Ouargla occupe une position exactement semblable en amont (pl. X, fig. 4).

Aperçu sur les oasis de l'Oued Rir'. — La région de l'Oued Rir' (pl. III), qui a pour capitale Tougourt, est une des plus belles régions d'oasis qui existe au Sahara. C'est une des contrées de l'Afrique les plus richement dotées en eaux artésiennes.

De remarquables travaux de sondages y ont été exécutés depuis la conquête française sous la direction de M. Jus, l'ingénieur bien connu, et, grâce aux bienfaits d'une irrigation abondante, il s'est opéré dans ce pays une véritable transformation : en trente ans, les oasis ont quintuplé de valeur, et, par suite du développement de leurs ressources agricoles, de l'amélioration du sort des indi-

⁽¹⁾ Au Nord de la chaîne de Nza-ben-Rzig, la plaine est parsemée sur une certaine longueur et sur la moitié environ de sa largeur, à l'Ouest, de gour et de coudiat, dont les plates-formes supérieures se trouvent sur le prolongement du plateau qui règne de part et d'autre de l'Oued Rir'.

⁽²⁾ D'une manière générale, la falaise occidentale s'appelle *El-Dohr* tout le long de l'Oued Rir'.

gènes et de la pacification complète de cette partie du Sud algérien, la population de l'Oued Rir' a plus que doublé.

Aujourd'hui c'est en dehors des oasis indigènes et loin d'elles, c'est au milieu des vastes steppes de la région, que de nouveaux sondages font jaillir l'eau où elle manquait et permettent de vivifier par l'irrigation des terrains jusqu'alors réputés stériles; ce sont des Français qui ne craignent pas de faire de l'agriculture dans ces parages lointains et qui vont, de leur propre initiative, entreprendre au Sahara une œuvre féconde de création agricole et de colonisation.

On voit donc tout l'intérêt de la région dont nous abordons ici l'étude, et qui, à elle seule, justifierait la construction immédiate d'un petit chemin de fer économique de Biskra à Tougourt, avec prolongement ultérieur sur Ouargla — indépendamment du projet de chemin de fer transsaharien.

Dans le présent ouvrage, je devrai me borner à décrire la géologie de l'Oued Rir'; mais, dans d'autres publications⁽¹⁾, j'ai montré ses richesses artésiennes, ses ressources agricoles et son avenir.

A la fin de mon *Hydrologie du Sahara algérien*, on trouvera l'état détaillé des oasis de l'Oued Rir', dressé après la campagne de sondages de 1881-1882: au 1^{er} octobre 1882, l'Oued Rir' comptait 42 oasis, dont 4 nouvelles oasis de création française, 517,297 palmiers en plein rapport, 90,940 jeunes palmiers, nouvellement plantés, de un à sept ans, plus environ 100,000 arbres fruitiers; ces oasis étaient irriguées par 87 puits jaillissants français, tubés en fer, et par 479 puits jaillissants indigènes, simplement boisés, et tous ces puits réunis débitaient, en y ajoutant les débits de 22 petites sources naturelles, un volume de 211,931 litres d'eau par minute. Au 1^{er} octobre 1885, trois ans après, le débit total des eaux jaillissantes de l'Oued Rir' avait été porté à 253,698 litres par minute, les jeunes plantations avaient atteint le chiffre de 138,000 palmiers et une nouvelle oasis avait été créée⁽²⁾. Ces simples indications montrent avec quelle rapidité se développent les oasis de l'Oued Rir'.

Aperçu géologique. — La vallée de l'Oued Rir' est large, mais peu profonde, et les érosions quaternaires qui ont creusé cette gouthière, n'ont pas entamé les atterrissements anciens sur de grandes épaisseurs, sauf vers le Nord. Si l'on ne connaissait des formations de l'Oued Rir' que ce qui affleure à sa surface ou sur les flancs de ses falaises, on n'aurait que des éléments bien imparfaits pour étudier sa géologie; mais les nombreux sondages qui ont été exécutés dans cette région, sont venus compléter heureusement l'observation directe de la surface et ont fourni des indications précises sur la composition du sous-sol.

M. l'ingénieur Jus a dressé une carte intéressante des sondages exécutés sous

⁽¹⁾ L'Oued Rir' et la Colonisation française au Sahara (Challamel, éditeur, 1887); — Conférence à l'Exposition universelle de 1889; — etc. (Note ajoutée lors du tirage à part).

⁽²⁾ Les indications statistiques que l'on trouvera ci-après, à propos de l'Oued Rir', s'arrêtent, comme date, au 1^{er} octobre 1885.

sa direction dans le Sahara et le Hodna du département de Constantine, et il a bien voulu autoriser la reproduction d'un extrait de cette carte, comme document à joindre aux rapports de notre Mission. On trouvera planche XIX l'extrait en question, qui se rapporte spécialement aux forages exécutés dans le Sahara de Constantine, de 1856 à 1883 : leur nombre, après la campagne de 1882-1883, était de 162, dont 145 dans la région de l'Oued Rir' proprement dite.

Des coupes détaillées de tous ces sondages, avec échantillons à l'appui, ont été soigneusement relevées depuis l'origine, tant au point de vue de la nature des terrains traversés que des nappes d'eau rencontrées.

Les coupes des sondages exécutés jusqu'en mai 1864 ont été déjà publiées, au grand complet, par Ville, avec documents pratiques extraits des journaux de sondages⁽¹⁾. J'aurais pu donner, de même, les coupes des sondages suivants jusqu'à ce jour; mais j'ai craint qu'on ne finît par se perdre dans ce dédale de coupes, dont la multiplicité eût fait, d'ailleurs, cesser l'intérêt, et j'ai cru préférable et plus pratique de condenser les indications géologiques et hydrologiques de tous ces sondages, sous forme de tableaux synthétiques parlant aux yeux et faciles à consulter (tout en me réservant de donner dans mon texte les explications et les développements convenables sur tel sondage ou telle région).

Dépouillant les journaux de sondages, mis obligeamment à ma disposition par M. Jus, j'ai groupé ensemble les sondages, forcément plus ou moins semblables, d'une oasis ou même de plusieurs oasis voisines; j'ai dressé pour chacun de ces groupes une coupe moyenne des terrains traversés et des nappes rencontrées, figuré ces indications diverses au moyen de signes conventionnels et disposé cette série de coupes types le long de profils en long et en travers des régions considérées. Les tableaux ainsi obtenus (pl. XX et XXI) pourront guider utilement le sondeur dans l'Oued Rir'⁽²⁾.

Ces coupes géologiques et hydrologiques détaillées des sondages de l'Oued Rir' sont à l'échelle de $\frac{1}{4000}$; les profils sont à la même échelle pour les hauteurs et à l'échelle de $\frac{1}{200000}$ pour les bases. La planche XX donne un grand profil longitudinal, par parties brisées, qui suit non seulement l'Oued Rir' sur toute sa longueur, du Nord au Sud, mais encore se prolonge au Nord jusqu'à Biskra et au Sud jusqu'à Bardad. La planche XXI donne un profil latéral Nord-Sud par Sidi-Khelil et Nza-ben-Rzig, et des profils transversaux Est-Ouest par Ourlana, Moghar, Meggarin et Tougourt.

De plus, j'ai résumé et coordonné les indications de ces tableaux détaillés relativement à l'allure stratigraphique de la nappe principale des eaux artésiennes, au moyen de profils hydrologiques qui doivent être consultés simultanément et qui occupent la planche XXII : ceux-ci donnent des coupes schématiques de l'Oued Rir', où sont tracées simplement les lignes de la surface et les lignes de division

⁽¹⁾ L. Ville. — Voyage d'exploration dans les bassins du Hodna et du Sahara, 1865.

⁽²⁾ Il y aura lieu d'y joindre le tableau synoptique que j'ai dressé pour l'étude des sondages de l'Oued Rir' et qui se trouve inséré dans mon *Hydrologie du Sahara algérien*.

des terrains du sous-sol en deux grands massifs, perméable et imperméable. On y trouvera un grand profil du Kef el-Dohr à El-Goug (fig. 1)⁽¹⁾, un profil latéral par Nza-ben-Rzig et Oum-el-Thiour (fig. 2), et quatre profils transversaux par Sidi-Khelil, Ourlana, Meggarin et Tougourt (fig. 3 à 6). L'échelle des bases est de $\frac{1}{800000}$ et celle des hauteurs de $\frac{1}{10000}$.

Enfin on a, planche XI, figure 3, la coupe géologique générale de Biskra à Ouargla, où sont indiqués sommairement les principaux étages des formations d'atterrissement de l'Oued Rir', tels que j'ai été amené à les distinguer par l'étude des coupes de sondages et par l'observation directe des terrains de la surface. Ces étages sont au nombre de trois.

En profondeur, on distingue nettement d'abord un *étage inférieur de transport* t^a , en sables avec cailloux roulés : c'est au sein de ces sables, très perméables suivant certaines zones, que se trouve la nappe principale des eaux artésiennes. Au-dessus, on remarque un *étage lacustre* l , en marnes et marnes sableuses gypsifères : ce massif imperméable recouvre le gisement aquifère, et les sondages doivent le traverser de part en part pour atteindre les eaux souterraines et les faire jaillir à la surface. Au-dessus de l'étage lacustre, il existe encore un *étage supérieur de transport* t^{2b} , qui apparaît moins clairement au premier abord, mais qu'il importe de signaler, comme on verra. Ces généralités posées, je diviserai l'Oued Rir' en plusieurs régions, qu'il y a lieu de décrire séparément, tant au point de vue de la coupe des terrains qu'à celui de la nappe artésienne : — région centrale ou d'Ourlana, — région méridionale ou de Tougourt (où je ferai même encore quatre subdivisions), — et enfin région septentrionale ou de Mraïer.

Passons successivement en revue ces diverses régions.

I. RÉGION CENTRALE DE L'OUED RIR' (OURLANA).

Aperçu sur les oasis de la région centrale. — La région centrale de l'Oued Rir' (pl. III) comprend une première série d'oasis très rapprochées, qui se succèdent du Nord au Sud sur une dizaine de kilomètres de longueur : ce sont les oasis de Zaouiet-Rihab, Mazer, Ourlana, Tiguédidin, Djama et son enclave Ariana, Sidi-Amran; elles sont placées sur la rive occidentale de la zone des chotts, dont l'artère principale longe la falaise orientale, et se poursuit de même vers le Sud, avec continuité, jusqu'à la région méridionale. Une branche de chott et de sebkha, se détachant vers le Sud-Ouest, passe entre Djama et Sidi-Amran, et se poursuit d'une dizaine de kilomètres dans cette direction, en laissant sur la rive gauche le Chria Ayata; vers son extrémité et sur sa rive occidentale se trouvent les oasis de Tamerna-Khedima et Tamerna-Djedida. Cette région comprend enfin l'oasis isolée de Sidi-Yahia, qui est située au milieu de la plaine, à 6 kilomètres environ à l'Ouest de Djama.

⁽¹⁾ Cette coupe longitudinale, suivant la vallée de l'Oued Rir', laisse à l'Est la falaise orientale; mais celle-ci est vue en élévation et par projection.

La région centrale (pl. XXIV, fig. 1) est la mieux dotée de l'Oued Rir' au point de vue des eaux artésiennes, si l'on considère à la fois le nombre de ses puits, leur débit et leur force ascensionnelle, et si l'on remarque que, sur une grande partie de son étendue, encore inexplorée en profondeur, les conditions sont également favorables pour les recherches d'eaux jaillissantes.

Grâce au développement des irrigations, les oasis indigènes ont notablement augmenté de rapport; presque tous les vieux palmiers ont été remplacés par de jeunes arbres, vigoureux et d'un rendement bien supérieur; les plantations ont été peu à peu étendues hors de leurs anciennes limites: de Mazer à Djama, ce n'est plus aujourd'hui qu'un jardin continu. En outre, de nouveaux centres de culture ont été créés vers l'Ouest au milieu des steppes; la pression hydrostatique des eaux étant suffisante pour leur permettre de jaillir, en abondance, jusqu'au sommet des mamelons qui parsèment cette plaine et ont des reliefs de 10 à 15 mètres, les sondages ont été pratiqués de préférence en ces points situés en contre-haut, d'où les eaux descendent pour aller irriguer les espaces environnants.

Ce sont d'abord les belles plantations de l'ancien agha Ben Driss, dont le bordj pittoresque s'élève sur le mamelon de Tala-em-Mouïdi, territoire d'Ourlana, à 6^h,5 à l'Ouest de la route de Biskra à Tougourt; au sommet du mamelon jaillit en bouillonnant un puits magnifique, l'*Aïn Driss*, foré en 1879, et débitant 5,000 litres par minute, avec une chute d'eau suffisante pour actionner un moulin. Puis, à 1 kilomètre vers le Nord, autour de la butte du Chria Saïah, c'est la propriété de la *Compagnie de l'Oued Rir'*, avec l'*Aïn Girard* (1881), débitant 3,000 litres, et avec une autre oasis de création récente. C'est, d'autre part, à 2 kilomètres vers le Sud-Ouest, sur le mamelon du Coudiat Sidi-Yahia, territoire de Sidi-Yahia, le grand bordj de la *Société agricole et industrielle de Batna et du Sud algérien*, avec l'*Aïn Meallem Rolland* (1882), débitant 3,800 litres, et avec des plantations encore plus étendues, en palmiers *deplet noir* (variété fine).

En somme, au 1^{er} octobre 1882, la région centrale de l'Oued Rir', ainsi comprise, comptait 135,404 palmiers en rapport et 46,060 jeunes palmiers d'un à sept ans; son débit total d'irrigation était de 74,142 litres d'eau par minute, fournis par 30 puits français tubés, 2 puits indigènes boisés et 16 be-hour ou chria. Depuis lors, la *Société de Batna et du Sud algérien* a poursuivi activement ses plantations au Coudiat Sidi-Yahia et au Chria Adjeje (*Aïn Guilloux*, 3,600 litres, 1885), et elle a créé une autre oasis nouvelle près du Chria Ayata (*Aïn Thirion*, 2,200 litres, 1884).

Description géologique. — Les tableaux des coupes géologiques et hydrologiques détaillées des sondages de l'Oued Rir' donnent, d'une part, — sur le profil longitudinal (pl. XX), — les coupes moyennes des deux sondages de Zaouïet-Rihab, des sept sondages de Mazer, d'Ourlana et du Chria Saïah, des

cinq sondages d'Ariana, de Djama et de Tiguedidin, des deux sondages de Sidi-Amran et des dix sondages de Tamerna-Khedima et de Tamerna-Djedida, et, d'autre part, — sur un profil transversal (pl. XXI, fig. 2), — les coupes moyennes des trois sondages d'Ourlana, des deux sondages de Tala-em-Mouïdi, du sondage du Coudiat Sidi-Yahia, des deux sondages de Sidi-Yahia et du sondage de Mrara.

Vues d'ensemble, ces coupes offrent une analogie réelle, de même que les coupes isolées qu'elles résument. On y distingue un étage lacustre *l*, marno-sableux avec gypse, et, au-dessous, un étage de transport *t*, en sables quartzeux avec cailloux roulés; les deux étages se trouvent généralement séparés par un poudingue à gangue calcaire. Ce sont les deux divisions qui sont indiquées sur les profils hydrologiques de l'Oued Rir' (pl. XXII, — fig. 1, profil longitudinal, — et fig. 4, profil transversal par Ourlana).

L'étage lacustre *l*, auquel appartient la majeure partie des terrains traversés par les sondages, comprend des marnes compactes et parfois des argiles plastiques, des marnes plus ou moins sableuses, des sables et grès plus ou moins argileux, des sables et grès quartzeux, et toutes les transitions intermédiaires. Le gypse, généralement cristallisé, se trouve disséminé sans loi, et souvent en abondance, dans tout cet étage; il constitue même l'élément dominant de certaines couches (sondage n° 3 d'Ourlana). On y rencontre aussi des concrétions calcaires ou siliceuses, en rognons ou en plaquettes, et accidentellement quelques niveaux de cailloux roulés.

Ces différentes natures de terrains sont distribuées d'une manière variable. En général, la proportion des marnes augmente vers le bas de l'étage⁽¹⁾.

Les premiers mètres, près de la surface, sont presque toujours en sables et grès quartzeux ou gypso-quartzeux. Ils appartiennent tantôt aux alluvions quaternaires de la vallée ou aux alluvions modernes des bas-fonds, tantôt aux atterrissements anciens; dans ce dernier cas, il peut arriver soit qu'ils fassent encore partie du même étage marno-sableux *l*, qui devient, en effet, plutôt sableux vers le haut, soit qu'ils se rattachent à un autre étage superposé *t*², spécialement sableux, dont il est question plus loin.

Les analyses n°s 23 et 24 (voir le tableau d'analyses annexé à la fin du Rapport géologique) donnent les compositions de deux échantillons de terre végétale, recueillis l'un dans les nouveaux jardins de Tala-em-Mouïdi, l'autre à Mazer, dans un terrain de sebkha lavé, mais non encore mis en culture⁽²⁾.

⁽¹⁾ Il y a cependant des exceptions, par exemple, au n° 1 de Tamerna-Djedida, où l'inverse se présente.

⁽²⁾ Ces terres végétales ont été analysées comme échantillons minéralogiques, ainsi que les autres échantillons de roches; de même pour les terres végétales de Tougourt, dont les analyses n°s 20 et 21 donnent les compositions. Il ne s'agit pas là d'analyses faites spécialement au point de vue agronomique.

D'une manière générale, on peut dire que les terres végétales de l'Oued Rir' sont sableuses, plus ou moins chargées de gypse, très pauvres en azote et en acide phosphorique; la teneur en potasse est très variable.

Le premier échantillon, pris sur le flanc du monticule de Tala-em-Mouïdi, provient du défoncement d'un sol vierge, constitué par des couches marneuses de l'étage marno-sableux *l*. Le second échantillon, au contraire, a été pris dans une partie basse, où le sol est recouvert d'un limon argileux représentant les alluvions modernes. Ces provenances expliquent ici les proportions d'argiles, beaucoup plus fortes, surtout dans la terre n° 23, que dans la plupart des terres végétales des oasis de l'Oued Rir', lesquelles sont généralement sableuses ou sablo-argileuses, avec plus ou moins de gypse; ainsi, à l'Ouest de Tala-em-Mouïdi, on trouve, entre le Coudiat Sidi-Yahia et le Chria Adjeje, des sols formés presque exclusivement de sables quartzeux.

On remarquera les teneurs en chlorures alcalins : c'est le chlorure de sodium qui domine de beaucoup, avec accompagnement d'une proportion variable de chlorure de potassium. Le chlorure de sodium, dit *sel marin*, se trouve du reste plus ou moins répandu dans tous ces terrains, bien qu'ils ne soient pas de formation marine, et cela explique la composition chimique des eaux artésiennes. Mais comme il n'apparaît pas à l'œil nu, il est généralement omis dans les descriptions minéralogiques. On peut cependant trouver des terres qui en soient affranchies, ou à peu près; ainsi les sols sableux à l'Ouest de Tala-em-Mouïdi ne sont nullement salés.

L'épaisseur des terrains recoupés par les sondages, jusques et y compris le banc de poudingue inférieur, varie de 45 mètres à 70 mètres, suivant les inégalités de la surface et du fond; elle est, en moyenne, de 63 mètres. Mais les sondages, étant pratiqués dans la vallée, ne donnent pas la coupe complète des terrains à partir de la surface supérieure d'atterrissement : au-dessus se place encore une certaine épaisseur de terrain, qui affleure sur certains témoins d'érosion de la vallée et sur les flancs de la falaise orientale de l'Oued Rir'; on peut l'évaluer à 16 mètres, en moyenne. Cela fait 80 mètres, en chiffre rond, pour la puissance totale, depuis le plateau supérieur jusqu'au poudingue inférieur qui recouvre la nappe artésienne.

Il serait inexact cependant de considérer toute cette épaisseur de terrains comme appartenant à l'étage marno-lacustre *l*, et les niveaux supérieurs doivent être classés à part. Ceux-ci, en effet, sont toujours sableux; ils comprennent des couches confuses de sables et des bancs grossièrement stratifiés de grès, généralement avec cristaux de gypse, et parfois colorés par de l'oxyde de fer (pl. XXIII, fig. 2 et 3); enfin ils se terminent assez souvent par un dernier niveau de poudingue de cailloux roulés avec ciment gypso-calcaire. Cette croûte concrétionnée forme carapace à la surface du plateau supérieur qui s'étend vers le Souf.

D'après cela, il y a lieu de distinguer, au-dessus de l'étage *l*, un étage sableux supérieur de transport *t^{2b}* (pl. XI, fig. 3). L'épaisseur de cet étage supérieur est, d'ailleurs, assez variable. La limite entre les étages *t^{2b}* et *l* est irrégulière, et il serait assez difficile de la tracer exactement avec les données

qu'on possède; elle n'a pas, il est vrai, d'importance pratique, comme la limite entre *l* et *l'*; mais il n'en est pas de même au point de vue théorique, car elle correspond, ainsi que nous dirons, à une ligne de démarcation fort intéressante dans la série des formations d'atterrissement.

En ce qui concerne l'étage *l*, grâce aux alternances de marnes et de sables, les couches se différencient assez nettement les unes des autres dans un sondage déterminé; mais il est impossible de poursuivre ces distinctions un peu loin horizontalement. Tantôt ce sont des lentilles qui se terminent latéralement en biseau. Tantôt la composition minéralogique change graduellement le long d'une même assise, qui devient méconnaissable à peu de distance. Dans ces conditions, il est illusoire de chercher à paralléliser, comme a voulu le faire Ville, les coupes de sondages éloignés, et, en réalité, la seule division générale et continue que l'on puisse tracer au travers de ces coupes successives est la limite entre les étages lacustre *l* et inférieur de transport *l'*.

Les changements principaux dans l'ordre et la composition des couches sont indiqués sur les coupes détaillées des sondages de l'Oued Rir' (pl. XX et XXI). Des modifications analogues se constatent d'un puits à l'autre dans la même localité, ainsi que le montre la figure 2, planche XXIV, donnant les coupes détaillées, à plus grande échelle, de trois puits distants seulement de 800 mètres l'un de l'autre, les n^{os} 1 et 2 d'Ourlana et le puits du Chria Saïah. Enfin que l'on mette côte à côte les coupes de deux sondages tout à fait voisins, comme les n^{os} 1 et 2 de Tala-em-Mouïdi (lesquels ne sont écartés que de 15 mètres), on verra qu'elles ne sont nullement identiques, ainsi qu'on aurait pu le croire, et l'on jugera combien les couches doivent varier d'épaisseur, de niveau et de composition à quelque distance.

SONDAGE N^o 1 DE TALA-EM-MOÛIDI. — DISTANCE, 15 MÈTRES. — SONDAGE N^o 2 DE TALA-EM-MOÛIDI.

	PROFONDEURS.		
	MÈTRES.	MÈTRES.	
Sable jaune siliceux.	0 00	0 00	Sable jaune siliceux.
Sables et sables argileux, avec gypse.	3 56	3 27	Sables et sables argileux, avec gypse et quelques concrétions calcaires.
Argiles compactes et plastiques.	31 58	32 01	Argiles compactes, un peu sableuses vers le bas.
Grès quartzo-argileux et argiles compactes.	39 60	35 56	Sables, sables argileux, argiles sableuses et argiles compactes, avec gypse.
Poudingue de silex et de cailloux roulés, avec ciment de calcaire concrétionné rose et blanc.	59 25	59 44	Poudingue de silex et de cailloux roulés, avec ciment de calcaire concrétionné rose.
Sables argileux et argile molle, avec concrétions calcaires.	59 97	64 17	Sables argileux et argile sableuse très molle, avec concrétions calcaires.
Sables siliceux.	67 10	72 49	Sables siliceux, un peu gras.
Limite du forage.	77 30	77 60	Limite du forage.

Le banc de poudingue concrétionné, situé à la base de l'étage marno-lacustre *l*, est caractéristique de la région centrale de l'Oued Rir'. Son allure se trouve relativement bien connue. Il a été noté avec soin dans les journaux de sondages; car il est généralement très dur et difficile à percer. Au sondage du Coudiat Sidi-Yahia, où son épaisseur était de 3 m. 29, les trépan s'émousaient sur lui après quelques coups de percussion, et il a fallu quatorze séances de vingt-quatre heures pour le traverser: soit une moyenne d'avancement de 0 m. 23 seulement par vingt-quatre heures.

Ce poudingue est formé de cailloux roulés de calcaire et de silex, le tout cimenté par un calcaire concrétionné rose ou blanc. Parfois le ciment est siliceux, par exemple, au Sud du groupe, aux deux Tamerna, où il est constitué par un grès rose très dur.

Exceptionnellement, le ciment devient argilo-calcaire, auquel cas le poudingue ne forme plus un banc rocheux et solide. Ces changements peuvent avoir lieu à des distances rapprochées: ainsi aux puits n° 4, n° 1 et n° 5 de Tamerna-Djedida, éloignés de moins de 500 mètres l'un de l'autre, les journaux de sondages indiquent, au premier, un poudingue de silex et de calcaire, au second, un grès dur et des plaquettes de grès, et, au troisième, des cailloux de grès dans un ciment argilo-calcaire.

Notons enfin le sondage n° 3 d'Ourlana, où deux couches de gypse de 2 m. 51 se trouvaient intercalées dans le poudingue.

L'épaisseur et le niveau du banc de poudingue peuvent varier rapidement. Le tableau précédent montre qu'au n° 1 de Tala-em-Mouïdi, il n'a que 0 m. 72 d'épaisseur, tandis qu'au n° 2 (à 15 mètres seulement de distance), il a 4 m. 63. Le sondage n° 1 de Sidi-Yahia avait atteint ce banc à une profondeur correspondant, d'après l'altitude de l'orifice, à l'altitude négative de - 8 m. 25, tandis que le n° 2, à 1,200 mètres de distance, ne l'atteignit qu'à l'altitude négative de - 14 m. 57, soit à 6 m. 32 plus bas.

Cette croûte concrétionnée semble régner avec continuité sous la surface de la région considérée, sauf vers le Nord, où elle cesse entre Mazer et Zaouiet-Rihab; elle est bosselée sans loi et irrégulière dans ses détails, mais forme, dans son ensemble, une couche sensiblement plane. Longitudinalement (pl. XXII, fig. 1), elle offre une pente générale vers le Nord d'un peu plus de $\frac{1}{1000}$ ⁽¹⁾. Transversalement (pl. XXII, fig. 4), elle a une pente, mais encore plus faible, vers l'Est. On peut donc dire que ce banc de poudingue plonge faiblement vers l'intérieur du bassin, de même que l'étage inférieur *t'*, qu'il recouvre et dont il épouse l'allure.

L'étage inférieur de transport *t'* est essentiellement formé de sables quartzeux, meubles et parfois fluides, avec une plus ou moins grande proportion de cailloux roulés de calcaires crétacés. Ces sables sont généralement plus gros que

⁽¹⁾ La pente de la surface est inférieure.

ceux compris dans l'étage marno-lacustre *l*; rarement ils sont argileux. Accidentellement ils peuvent être gypsifères, ou renfermer quelques concrétions calcaires, argilo-calcaires, argilo-sableuses.

Ce sont les sables aquifères : ils présentent une grande perméabilité, du moins du côté oriental de la vallée de l'Oued Rir', et c'est dans cette masse perméable que se trouve le principal gisement des eaux artésiennes du bassin considéré. La plupart des forages artésiens n'y ont pénétré que de 10 à 30 mètres; mais les sables en question sont certainement beaucoup plus puissants, tout en diminuant sans doute de perméabilité plus bas, et en cessant même d'être aquifères au delà d'une certaine profondeur, sauf suivant certaines zones : ce seraient alors des sables à gros grains, plus ou moins cimentés entre eux, autrement dit des grès grossiers (appartenant peut-être à un autre étage plus ancien ou même à une formation différente).

Exceptionnellement, au puits n° 1 de Tiguedidin, les sables aquifères *t'* ont été recoupés sur une hauteur de 60 m. 30; ici se présenteraient, d'après le journal de sondages, deux autres niveaux de poudingue (ou de concrétions calcaires plus ou moins développées) au milieu des sables avec cailloux roulés.

Les cailloux roulés de calcaires crétacés sont assez abondants dans ces sables inférieurs. La soupape en a retiré dans un grand nombre de forages. Le jaillissement de la nappe peut se faire avec assez de force pour que l'eau rejette par la colonne ascensionnelle de grandes quantités de sables et même de grosses pierres. Ainsi, au sondage n° 2 de Sidi-Amran, la gerbe d'eau jaillissante a projeté à la surface beaucoup de cailloux roulés et de noyaux calcaires. De même, au sondage n° 1 de Tala-em-Mouidi, on a recueilli, autour de l'orifice du tube, de gros galets en calcaire crayeux dur, ainsi que des concrétions calcaires argilo-sableuses.

La profondeur ordinaire des puits de cette région est de 60 à 80 mètres. Le n° 1 de Tiguedidin, déjà cité, n'a pas moins de 113 m. 54.

Aucun sondage ne semble avoir atteint les terrains crétacés sous-jacents, qui se trouvent sans doute à plus de 200 mètres sous la surface et peut-être bien davantage (pl. X, fig. 2 et 3).

Mentionnons enfin le sondage de Mrara, entièrement écarté de la ligne des bas-fonds et des oasis (pl. XXI, fig. 2); il a été exécuté, en 1857, à une trentaine de kilomètres à l'Ouest de Tamerna-Djedida, et à 31 mètres environ en contre-haut, près du débouché de l'Oued Retem dans l'Oued Rir'. Ce sondage a été arrêté à une profondeur de 103 mètres. La coupe, à la partie supérieure de laquelle doit se trouver une certaine épaisseur d'alluvions quaternaires, est surtout sableuse; mais l'association de certains niveaux franchement marneux et la présence du gypse et du calcaire concrétionné, en quantité notable, semblent plutôt la rattacher à l'étage marno-lacustre *l*. Néanmoins vouloir distinguer ici les deux étages *l* et *t'* semblerait illusoire : on est trop écarté vers l'Ouest de la vallée de l'Oued Rir'; de ce côté, l'étage *l* présente évidemment un changement latéral de facies et passe lui-même graduellement à un terrain de transport,

tandis qu'à l'Est, il doit poursuivre assez loin, avec les mêmes caractères et sans doute avec une puissance croissante, sous le plateau du Souf.

Quoi qu'il en soit latéralement de part et d'autre, nous venons de voir que la distinction des deux étages *l* et *l'* est fort nette dans la région centrale de l'Oued Rir' proprement dit. Or ces deux étages représentent deux genres de formations bien différentes, quant aux conditions physiques de leur dépôt. L'étage inférieur *l'*, avec ses grandes masses de sables et de cailloux roulés, correspond à d'importants phénomènes de transport par les eaux courantes. Dans l'étage superposé *l*, au contraire, les marnes et argiles ont dû se déposer au sein d'eaux relativement tranquilles, dans un grand lac chargé de gypse et de calcaire; les intercalations et mélanges de sables prouvent cependant que les phénomènes de transport se poursuivaient pendant cette seconde période et se faisaient sentir jusqu'à une certaine distance des rivages. Enfin les sables et poudingues de l'étage supérieur *l''* indiquent de nouveau un état général d'agitation des eaux, avec dénudation des formations antérieures et dépôt d'un dernier terrain de transport, d'épaisseur variable, venant clore la série puissante des atterrissements anciens.

Quant à la vallée même de l'Oued Rir', elle fut creusée postérieurement par les eaux courantes, de même que les autres vallées du Sahara, et les sables et graviers qui occupent le fond de ces gouttières d'érosion représentent pour nous les alluvions quaternaires proprement dites, ainsi que nous l'avons déjà dit. Dans l'Oued Rir', les alluvions quaternaires sont généralement peu épaisses, et elles sont loin d'avoir nivelé cette large plaine, où des mamelons épars et même de petites collines, en atterrissement ancien, témoignent des inégalités de la dénudation.

Il est vrai qu'une partie de ces reliefs sont dus, — de même que dans la région précédemment décrite entre Ouargla et l'Oued-Rir', — à des mouvements du sol sous l'effet de l'imbibition des terrains sous-jacents par les eaux artésiennes. Ce sont là des phénomènes intéressants, qui méritent de fixer de nouveau notre attention, à propos de l'Oued Rir'.

Lorsqu'on peut juger de la stratification des couches sur une certaine longueur de leurs affleurements, on observe souvent des plongements qui coïncident avec l'existence de saillies à la surface; ces plongements sont généralement faibles, mais très appréciables. Parfois les couches présentent des plissements et des brouillages ⁽¹⁾.

Je n'ai pas constaté que les assises ainsi relevées présentassent telle ou telle direction spéciale, qui se retrouvât en des points différents de la région ⁽²⁾. Dans

⁽¹⁾ Par exemple, les couches supérieures du mamelon de Tala-em-Mouïdi: poudingue sableux avec galets calcaires, sables quartzeux avec galets et blocs d'argile à lignite, grès avec ciment gypseux.

⁽²⁾ Au mamelon de Tamerna-Djedida, Ville ayant trouvé que les couches présentaient, en moyenne, la direction N. 1° E_m, avec un plongement de 7° vers l'E. 1° S_m, avait conclu «à un soulèvement des couches parallèle au système de Tenare». Je ne saurais nullement partager cette conclusion.

la plupart des cas, ces mouvements du sol semblent avoir été indépendants les uns des autres et produits par des causes locales. Les uns ont eu lieu avant les érosions quaternaires; les autres, les plus nombreux, leur sont postérieurs.

Fréquemment les couches paraissent avoir été soulevées autour d'un axe vertical et figurent un dôme surbaissé, au centre duquel se trouve une excavation en forme d'entonnoir, avec une source et un bassin au fond. Tel est le cas ordinaire, pour beaucoup de chria et de behour.

Un des plus caractéristiques à cet égard est le Chria Ayata (pl. XXIII, fig. 3), entre Sidi-Amran et Tamerna-Khedima (pl. III). C'est le même que Ville a signalé et décrit sous le nom d'Aïn Berrania : il serait dû, d'après cet auteur, « à un véritable phénomène d'éruption, provoqué par la pression des eaux souterraines et des gaz »; ce serait « un volcan d'eau, dans lequel la lave aurait été remplacée par une nappe d'eau ». — « Si l'on observe, ajoute Ville, que ces nappes jaillissantes viennent en grande partie des nappes souterraines formées dans les terrains crétacés du Tell, et que ceux-ci s'élèvent à des hauteurs de plus de 2,000 mètres au-dessus du niveau de la mer, on comprendra qu'il en résulte une pression considérable, pression qui, avant la rupture des terrains quaternaires ⁽¹⁾, devait être plus forte que de nos jours. »

Les eaux artésiennes ont pu sans doute intervenir par leur pression dans ces mouvements du sol, en particulier, suivant les zones de sources jaillissantes. Mais leur effet le mieux démontré et le plus général, que Ville a, d'ailleurs, fait également ressortir, a été de dissoudre le gypse et le sel marin, renfermés en grande quantité dans les terrains considérés : d'où la formation fréquente de cavités et de chambres souterraines. En même temps, il y avait désagrégation de certaines couches de sables gypseux, délayage de certaines argiles, etc. Les terrains, déjà peu homogènes et peu résistants par eux-mêmes, se trouvaient ainsi préparés à des tassements et à des effondrements souterrains, à des affaissements et à des glissements, se traduisant à la surface par des apparences de soulèvement. La pesanteur suffit donc à expliquer les mouvements en question, dont le plus simple est d'admettre qu'elle a été la cause déterminante, d'autant plus qu'ils n'ont été accompagnés d'émergence de sources que dans certains cas particuliers.

Il est naturel, ajouterons-nous, que les cassures résultant du ploiement des couches aient livré passage, en maintes occasions, aux eaux artésiennes, quand celles-ci possédaient une pression suffisante. Les centres des dômes de soulèvement, où convergent des séries de cassures étoilées, étaient des points spécialement disposés pour le jaillissement de sources, et celles-ci ont pu contribuer, en outre, à enlever les parties meubles qui obstruaient les orifices, et à compléter l'analogie de configuration avec un cratère.

¹⁾ Atterrissements anciens, pliocènes.

Coquilles fossiles et subfossiles.

Il nous reste à mentionner les coquilles subfossiles et fossiles recueillies dans la région que nous venons d'étudier.

Les coquilles fluviatiles subfossiles sont fréquentes à la surface du sol dans les diverses régions de l'Oued Rir', et je les mentionnerai seulement ici, à propos de la région centrale. Elles appartiennent aux mêmes espèces de mollusques qui vivent actuellement dans les eaux artésiennes des sources naturelles ou des puits, et, d'ailleurs, la plupart en proviennent. Dans mon *Hydrologie du Sahara algérien* (Rapport hydrologique), on trouvera la liste complète de ces coquilles. Je citerai comme les plus répandues, tant à l'état subfossile qu'à l'état vivant : *Hydrobia Peraudieri*, Bourguignat (pl. XXVIII, fig. 14), *Ammicola pycnocheilia*, Bourguignat (pl. XXVIII, fig. 16), *Melania tuberculata*, Müller (pl. XXVIII, fig. 17), *Melanopsis maroccana*, Morelet (pl. XXVIII, fig. 18), etc. Les Mélanies et les Mélanopsides sont de beaucoup les plus abondantes.

A Djama, de grosses Mélanies et Mélanopsides ont été recueillies dans les sables quaternaires qui se voient sur les parois du bahr, au centre de l'oasis.

Au sondage n° 2 de Tamerna-Khedima, la sonde a retiré, à la profondeur de 49 mètres, un Planorbe enchâssé dans la gangue du poudingue qui sépare les étages *l* et *l'* des atterrissements anciens, dans la région centrale de l'Oued Rir'⁽¹⁾.

A Tamerna-Djedida, j'ai trouvé un gisement abondant de mollusques fossiles, sur le flanc du monticule au sommet duquel est bâti le village. Cette butte s'élève de 13 mètres au-dessus de l'oasis environnante. Elle présente, du côté Nord-Est, des arrachements qui permettent de relever la coupe suivante, de bas en haut (pl. XXIII, fig. 2) : une assise épaisse de marne rouge compacte, un lit de calcaire marneux concrétionné, une couche formée par un agrégat de cristaux de gypse, puis une succession de couches grossièrement stratifiées de sables avec cristaux de gypse et concrétions calcaires.

L'analyse n° 22 donne la composition du calcaire marneux concrétionné.

C'est un dépôt de source intercalé vers la limite de l'étage marno-lacustre *l* et de l'étage de transport supérieur *l'*^{2b}. Ce dépôt est rempli de petits Gastéropodes fossiles, appartenant à des espèces encore actuellement vivantes, et comprenant, de plus, deux espèces nouvelles. En voici la liste :

<i>Succinea Pfefferi</i>	Rossmassler (pl. XXVIII, fig. 1).
<i>Planorbis Duveyrieri</i>	Deshayes (pl. XXVIII, fig. 7).
<i>Planorbis Rollandi</i>	L. Morelet. — ESPÈCE NOUVELLE (pl. XXVIII, fig. 8).
<i>Limnæa palustris</i>	Flaming (pl. XXVIII, fig. 11).
<i>Limnæa Vattoni</i>	Bourguignat (pl. XXVIII, fig. 12).
<i>Bythinia tantaculata</i>	Linné (pl. XXVIII, fig. 13).

⁽¹⁾ Ce Planorbe est mentionné par Ville, sans autre spécification.

<i>Hydrobia Peraudieri</i>	Bourguignat (pl. XXVIII, fig. 14).
<i>Amnicola perforata</i>	Bourguignat.
<i>Amnicola Pesmei</i>	L. Morlet. — ESPÈCE NOUVELLE (pl. XXVIII, fig. 15).
<i>Amnicola pycnocheilia</i>	Bourguignat (pl. XXVIII, fig. 16).
<i>Melania tuberculata</i>	Müller (pl. XXVIII, fig. 17).

Les *Succinæa* vivent au bord des eaux douces; les *Planorbis*, *Limnæa*, *Bithynia*, *Hydrobia*, dans les eaux douces; les *Amnicola* et *Melania* dans les eaux douces et saumâtres.

Je dois à M. L. Morlet la description des deux espèces nouvelles de Tamerna-Djedida :

Planorbis Rollandi, L. Morlet, 1880. — *Espèce nouvelle* (Type, pl. XXVIII, fig. 8) ⁽¹⁾.

« Coquille mince, légèrement concave en dessus et presque plate en dessous, ornée de stries obliques et fines; six tours et demi de spire s'accroissant régulièrement, convexes en dessus et un peu moins en dessous, séparés par une suture profonde et bien nette; dernier tour anguleux, entouré à sa partie inférieure d'une carène plus ou moins prononcée, qui disparaît au voisinage de l'ouverture; ouverture petite, oblique, ovalemment arrondie; péristome simple et tranchant.

« Diamètre maximum, 16 millimètres; minimum, 14 millimètres. Hauteur, 3 millimètres. »

Amnicola Pesmei, L. Morlet, 1880. — *Espèce nouvelle* (Type, pl. XXVIII, fig. 15) ⁽²⁾.

« Coquille ombiliquée, conoïde, assez solide, ornée de stries d'accroissement assez régulières; cinq tours de spire convexes; derniers tours séparés par une suture profonde et canaliculée; dernier tour large, globuleux, égalant la moitié de la longueur totale; ouverture ovale, un peu anguleuse en haut; péristome détaché, continu et assez épais.

« Longueur, 45 millimètres. Diamètre, 25 millimètres. »

Dans le même calcaire marneux concrétionné de Tamerna-Djedida, j'ai re-

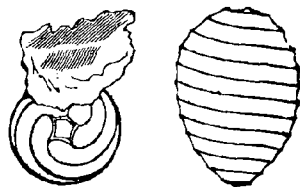


Fig. 13.

Graines de *Chara hispida*, Al. Braun, de Tamerna-Djedida et de Feidjet-Turki.
(Spires saillantes, $h = 0^{\text{mm}},86$; $d = 0^{\text{mm}},64$.)

cueilli des graines de *Chara*; M. Zeiller a bien voulu les étudier, ainsi que les graines du tuf de Feidjet-Turki ⁽³⁾.

Les unes, dont la figure 13 représente un spécimen, et qui sont les mêmes

⁽¹⁾ Collections du Muséum d'histoire naturelle.

⁽²⁾ *Idem*.

⁽³⁾ Voir plus haut, Première partie, chapitre I, § 4, IV.

que les graines recueillies à Feidjet-Turki, sont avec certitude des graines de *Chara hispida*, espèce vivante.

D'autres, à coronule aussi accentuée, mais plus petites ($h = 0^{\text{mm}},80$, $d = 0^{\text{mm}},50$), se rapportent sans doute à la même espèce.

II. RÉGION MÉRIDIONALE DE L'OUED RIR' (TOUGOURT).

Aperçu sur les oasis de la région méridionale. — Les oasis de la région méridionale de l'Oued Rir' (pl. III) peuvent se diviser en plusieurs groupes.

On distingue d'abord deux groupes juxtaposés et placés au Sud-Est-Sud de la région centrale. Le premier, nettement écarté à l'Ouest de l'artère principale des chotts, et situé dans une région de sebkha secondaires, avec chotts discontinus, se trouve au Sud-Est-Sud de Tamerna-Djedida, à des distances successives de 12 à 24 kilomètres de cette dernière oasis; il comprend les oasis suivantes : Sidi-Rached, Bram, El-Harihira et Ghamra, avec ses annexes de Tala et Remirema. Le second, placé latéralement vers l'Est, se trouve au Sud-Est-Sud de Sidi-Amran, à des distances de 25 à 34 kilomètres de cette oasis; il comprend, d'une part, les oasis de Moggar et d'El-Ksour, situées au milieu de la zone, fort large ici, des chotts et des sebkha, sur la rive occidentale de l'artère principale et continue de chotts qui vient d'Ourlana, au Nord, et longe la falaise orientale de la vallée de l'Oued Rir'; il comprend, d'autre part, les oasis de Sidi-Sliman et de Bou-Rekhis, sur la rive opposée et au pied même de la falaise orientale de l'Oued Rir'.

Un troisième groupe, commençant immédiatement au Sud du précédent, comprend d'abord les oasis de Meggarin-Khedima et de Meggarin-Djedida, qui occupent environ 4 kilomètres du Nord au Sud et 6 kilomètres de l'Est à l'Ouest à partir de la falaise orientale; il comprend ensuite, après une interruption de 2^k,5 vers le Sud, le grand massif des oasis de Tougourt, qui offre un développement de plus de 10 kilomètres vers le Sud-Ouest-Sud, sur la rive occidentale de la zone des chotts. Celle-ci encore large, mais assez confuse à la hauteur des deux Meggarin, se rétrécit à partir du massif de Tougourt et présente de nouveau une artère principale, distincte de la précédente: un chott unique et continu, le chott de Schmourra, se poursuit alors vers le Sud, entre la falaise orientale de la vallée, à l'Est, et la série des oasis de Tougourt, à l'Ouest. Les oasis de Tougourt sont, du Nord au Sud : Zaouïa, avec son annexe de Rfia; Tebesbest, avec ses annexes de Schmourra, de Beni-Souit et de Sidi-bou-Aziz; Tougourt proprement dite, avec son annexe de Balouch; Nezla, avec ses annexes de Sidi-Mohammed-ben-Yahia et de Sidi-bou-Djenan, et enfin Coudiat el-Koda. Cette dernière oasis vient s'adosser au pied de la colline du même nom, le Coudiat el-Koda, qui s'avance à l'Ouest du prolongement de la falaise orientale, et qui dépend déjà du système orographique de l'extrémité Sud de l'Oued Rir'.

Les mamelons arrondis ou les collines à tête plate qui parsèment la plaine de l'Oued Rir' deviennent de plus en plus nombreux et importants dans la région méridionale, et se rapprochent de la falaise orientale au Sud de Tougourt. La vallée de l'Oued Rir' perd alors sa netteté : on aperçoit de tous côtés des reliefs séparés par de larges ravinements et des collines couronnées généralement par des plates-formes, représentant le prolongement du plateau supérieur. La zone des bas-fonds de l'Oued Rir' peut être suivie néanmoins au travers de cette région découpée, avec une série de bifurcations, et elle se prolonge ainsi, avec des sebkha et des chotts de distance en distance, sur une vingtaine de kilomètres vers le Sud-Ouest. On peut considérer alors qu'on est au point de jonction du prolongement de l'Oued Mya, venant du Sud-Ouest; et du prolongement beaucoup plus vague de l'Oued Igharghar, venant du Sud-Est-Sud : c'est l'extrémité méridionale de l'Oued Rir', où cette zone de bas-fonds prend naissance.

Les oasis qu'on rencontre de ce côté doivent donc être encore rattachées à l'Oued Rir'. A 12 kilomètres au Sud-Ouest de Tougourt, on trouve l'oasis de Tamaçin, avec la Zaouïa de Tamelath, et, à la naissance même de l'Oued Rir', les oasis de Bledet-Ahmar et d'El-Goug. On peut comprendre ces oasis dans un quatrième groupe.

Le premier groupe des oasis de Sidi-Rached, Bram, El-Harihira et Ghamra comptait, au 1^{er} octobre 1882, 40,900 palmiers en rapport, qui étaient irrigués par 15,933 litres d'eau à la minute, fournis par 15 puits artésiens français et 2 puits artésiens indigènes.

Les oasis de Sidi-Rached et de Ghamra sont en décadence complète, par suite de la diminution progressive des irrigations et de la disparition des eaux à beaucoup de puits. Leurs jardins dépérissent et sont de plus en plus envahis par les sables, au Nord et à l'Ouest. De nombreuses tentatives ont été faites, depuis la conquête, par l'administration française pour sauver ces oasis d'une ruine semblant malheureusement inévitable, du moins pour une partie d'entre elles; mais les insuccès répétés d'une série de sondages et l'expérience de la durée éphémère des débits obtenus prouvent qu'on se trouve là dans de mauvaises conditions par rapport aux eaux souterraines, sauf exceptions locales.

L'oasis de Sidi-Rached, qui avait 7,000 palmiers en 1855, n'est guère plus avancée après l'exécution de 8 sondages et ne comptait que 10,500 palmiers en 1882. Il est question, suivant les conseils de M. Jus, d'abandonner l'oasis actuelle, et de reporter le village et les jardins à 3^{k,5} au Nord-Est.

L'oasis de Ghamra, ancienne résidence des sultans de Tougourt, était autrefois une des plus importantes de l'Oued Rir', et a possédé jusqu'à 80,000 palmiers. Les puits ayant successivement cessé de couler, elle fut abandonnée en 1855; de nouveaux puits furent creusés et de nouveaux jardins créés au Nord-Ouest, à l'emplacement de l'oasis actuelle; celle-ci, malgré l'exécution de 6 sondages français, n'a que 1,000 palmiers et décroît rapidement aujourd'hui.

Le second groupe des oasis de Moggar, Sidi-Sliman, Bou-Rekhis et El-Ksour comptait, à la même date du 1^{er} octobre 1882, 33,143 palmiers en rapport, qui étaient irrigués par 18,728 litres d'eau à la minute, fournis par 10 puits artésiens français, 2 puits artésiens indigènes et 1 bahr. Ces oasis sont en bonne situation et possèdent des puits français d'un débit élevé; mais il y arrive parfois que les débits baissent au bout d'un ou deux ans, si l'on n'a pas soin de curer les puits.

Le troisième groupe des deux Meggarin et des oasis de Tougourt comptait, toujours à la même date, 184,884 palmiers en rapport et 29,000 jeunes plants d'un à sept ans. Le débit total d'irrigation était de 59,941 litres d'eau à la minute, fournis par 10 puits artésiens français et 284 puits artésiens indigènes.

On remarque dans ce groupe la belle oasis de Meggarin-Djedida, qui date seulement de 1857, après la prise de Tougourt, et qui n'est irriguée que par des puits artésiens indigènes.

Tougourt, capitale de l'Oued Rir', possédait, avec ses annexes, en 1882, un massif de 154,484 palmiers en rapport et de 23,000 jeunes plants. Les anciennes oasis de ce massif se trouvent plutôt en décroissance, et sont insuffisamment irriguées par leurs nombreux puits artésiens indigènes, dont la durée moyenne ne dépasse pas une quinzaine d'années; mais elles se développent aujourd'hui vers l'Est, à la surface de la plaine argileuse qui s'étend de part et d'autre du chott de Schmourra et jusqu'au pied de la falaise orientale, le long de laquelle des sondages récents ont obtenu des débits élevés. C'est ainsi qu'à l'Est de Tebesbest, qui était une des oasis les plus pauvres de l'Oued Rir', on admire la nouvelle oasis de Schmourra, créée par les indigènes en 1875 et irriguée par un puits de 3,800 litres : les beaux jardins qu'on y trouve aujourd'hui, avec d'importantes cultures en légumes et en céréales, montrent ce qu'on peut faire au Sahara avec de l'eau. Au Nord et au Sud du puits de Schmourra, on voit maintenant de nouveaux jardins se créer et les bords du chott se transformer également, d'un côté, autour de l'*Aïn Colonel Flatters* (3,000 litres, 1882), et, de l'autre, autour de l'*Aïn Général Forgemol* (3,000 litres, 1882) et de l'*Aïn Tirman* (3,000 litres, 1884).

A l'extrémité méridionale du massif de Tougourt, la belle oasis du Coudiat el-Koda, créée en 1875, mérite également une mention toute particulière.

Enfin le quatrième groupe des oasis de Temacin, Bledet-Alhmar et El-Goug comptait, en 1882, 31,124 palmiers en rapport, qui étaient irrigués par 14,700 litres d'eau à la minute, fournis par 153 puits indigènes et 1 puits français.

Description géologique. — Les tableaux des coupes géologiques et hydrologiques des sondages de l'Oued Rir' donnent, d'une part, — sur le profil longitudinal (pl. XX), — les coupes moyennes des huit sondages de Sidi-Rached, des trois sondages de Bram, des cinq sondages de Moggar, des trois sondages

d'El-Ksour, des six sondages de Tebesbest, Schmourra, Beni-Souit et Sidi-bou-Aziz, des sondages de Tougourt et des trois sondages de Tamelath (Temacin), ainsi que les coupes moyennes des puits indigènes de Bledet-Ahmar et d'El-Goug; ils donnent, d'autre part, — sur un profil transversal (pl. XXI, fig. 3), — les coupes moyennes du sondage de Bou-Rekhis, des deux sondages de Sidi-Sliman et des cinq sondages de Moggar, et, — sur un autre profil transversal (pl. XXI, fig. 4), — les coupes moyennes des deux sondages de Meggarin-Djedida, des trois sondages d'El-Ksour, des six sondages d'El-Harhira et des six sondages de Ghamra, Tala et Remirema.

A l'inspection de ces coupes, on distingue, de suite, comme dans le groupe central, l'étage marno-lacustre *l* et, au-dessous, l'étage sableux de transport *t^a*. Ces deux divisions sont indiquées sur les profils hydrologiques de l'Oued Rir' (pl. XXII, — fig. 1, profil longitudinal, — fig. 5, profil transversal par Meggarin Khedima, — et fig. 6, profil transversal par Tougourt).

Quant à l'étage supérieur de transport *t^b*, il n'apparaît pas ou guère sur ces coupes; mais il se voit à la surface, sur les flancs de la falaise orientale et des nombreuses collines de cette région de l'Oued Rir'.

Premier groupe (Sidi-Rached).

Sauf quelques mètres de sables quartzo-gypseux près de la surface, appartenant plutôt aux alluvions quaternaires et à l'étage supérieur de transport *t^{b2}*, l'étage lacustre *l* est surtout marneux et gypsifère. Il comprend des marnes et des argiles, généralement compactes, parfois très dures, jaunes, rouges, blanches, vertes; accidentellement, les marnes sont mêlées de sables quartzeux, qui prédominent même à certains niveaux, mais jamais sur de grandes épaisseurs. Le gypse en cristaux et veinules est abondamment répandu dans cet étage, où l'on trouve aussi quelques rares concrétions calcaires.

A la base de l'étage se trouve un banc de gypse en roche, cristallin et très dur, généralement caverneux, blanc rose ou rouge; ce banc renferme quelquefois des veinules de sable, des lits d'argile et quelques cailloux roulés. A El-Harhira, le gypse n'est pas compact, mais désagrégé. Au sondage n° 8 de Sidi-Rached, le gypse en roche était accompagné de calcaire concrétionné.

Ce banc gypseux a une épaisseur très variable; tandis qu'il n'avait que 2 mètres au n° 1 de Sidi-Rached, il atteignit 15 m. 41 ⁽¹⁾ au n° 2, à 1,300 mètres de distance. En moyenne, il a 8 mètres d'épaisseur. Il semble continu et offre une pente générale d'un peu plus de $\frac{1}{1000}$ vers le Nord-Est-Nord (pl. XXII, fig. 1 et 5).

Au-dessous se présente, à Sidi-Rached, un poudingue de cailloux roulés, tantôt aggloméré et très dur, tantôt sableux et sablo-argileux, ayant une épaisseur de

⁽¹⁾ Y compris une intercalation de 0 m. 21 en sables avec cailloux roulés.

2 à 7 mètres. Ce poudingue, qui est évidemment la prolongation méridionale de celui de la région centrale, n'apparaît plus clairement au Sud de Sidi-Rached.

L'épaisseur moyenne de cet ensemble, depuis la surface de la vallée jusqu'aux sables aquifères de l'étage inférieur t^1 , est de 50 mètres dans le groupe considéré.

L'étage inférieur de transport t^1 comprend des sables quartzeux sans ciment, parfois un peu argileux, avec des cailloux roulés. Ceux-ci sont moins fréquents que dans la région centrale, sauf suivant certains lits; ce sont également des calcaires crétacés, parfois des silex. Des concrétions de calcaires et de calcaires sableux, en rognons ou en plaquettes, peuvent aussi se présenter, mais rarement, dans cet étage; le gypse y est encore plus rare.

Les sondages de ce groupe pénètrent de 20 à 35 mètres dans l'étage inférieur, suivant les besoins du dégagement de la nappe artésienne. Exceptionnellement, le sondage n° 8 de Sidi-Rached, qui est le plus profond de l'Oued Rir', a été poussé jusqu'à 118 m. 95 de la surface, dont 60 m. 10 au-dessous de l'étage l ; vers le bas, il a traversé une certaine épaisseur de grès consistants à gros grains de quartz cimentés, blanc grisâtre ou rosâtres, qui n'étaient plus aquifères.

Ces grès grossiers, dont j'ai déjà indiqué la présence, sans doute générale, à une certaine profondeur (pl. XI, fig. 3), et dont l'existence a été nettement constatée ici, méritent d'être notés. Peut-être ne font-ils plus partie de l'étage t^1 , mais d'un étage sous-jacent, qu'il y aura lieu de distinguer plus tard.

Deuxième groupe (Moggar).

Comme précédemment, ce sont les marnes et argiles avec gypse qui dominent dans l'étage lacustre l . Au sondage de Bou-Rekhis, ces marnes et argiles, brunes, rouges, jaunes, roses, grises, forment un massif compact de 41 m. 80, sans aucune intercalation. Ordinairement, elles alternent avec des argiles sableuses et des sables argileux, ceux-ci devenant plus abondants à la partie supérieure de l'étage, laquelle est toujours sableuse et passe à l'étage supérieur de transport t^{2b} .

Le gypse en cristaux se présente sur toute la hauteur de l'étage l , mais est particulièrement abondant à sa base, où il peut même constituer l'élément dominant: par exemple, sur une épaisseur moyenne de 7 mètres à Moggar et sur 11 m. 77 à Bou-Rekhis. Ici, toutefois, le gypse n'est pas en roche, comme dans le groupe de Sidi-Rached, et il n'offre plus au sondeur d'assise solide, sur laquelle on puisse faire reposer la base de la colonne de tubes: force est d'arrêter celle-ci sur une couche d'argile, généralement assez plastique et peu consistante.

L'étage inférieur de transport t^1 est formé de sables, tantôt purement quartzeux, tantôt quartzo-argileux. On n'a pas signalé de cailloux roulés dans ce groupe. On y rencontre parfois quelques concrétions calcaires ou un peu de gypse.

La limite des deux étages l et t^1 est naturellement beaucoup moins nette que

lorsqu'elle est tracée par un banc rocheux; elle est surtout douteuse quand les couches aquifères sont notées sur les journaux de sondages comme argiles sableuses, par exemple, à El-Ksour. Cette limite paraît fortement ondulée ⁽¹⁾; mais, dans son ensemble, elle offre une faible pente vers le Nord-Est, à peu près comme dans la région centrale (pl. XXII, — fig. 1, profil longitudinal de l'Oued Rir', passant par Moggar, — et fig. 5, profil transversal par Meggarin-Khedima).

La puissance moyenne des étages 1 et 2^b réunis, celui-ci relativement peu épais, est, en y comprenant le relief de la falaise orientale, de 80 mètres à l'aplomb de la zone des chotts. Au-dessous, la sonde a pénétré d'une trentaine de mètres au plus dans l'étage inférieur 1'.

Troisième groupe (Tougourt).

L'épaisseur des alluvions quaternaires atteint 15 mètres à certains puits des oasis de Tougourt.

Les analyses n° 21, n° 19 et n° 20 donnent les compositions, la première d'un échantillon de la terre végétale d'un ancien jardin de l'oasis de Tougourt, la seconde d'un échantillon du terrain salé de la sebkha qui longe l'oasis du Coudiat el-Koda, à l'Ouest, et la troisième d'un échantillon du même terrain, mais lavé pendant deux ans par irrigation et nouvellement mis en culture ⁽²⁾.

Notons incidemment les concrétions cristallisées de gypse sableux, jaune de miel ou jaune rougeâtre, que l'on rencontre parfois, à la surface des sebkha ou au bord des chotts, dans la région de Tougourt, par exemple, à Zaouïa ⁽³⁾. Ces concrétions, qui sont assez fréquentes dans les dépressions sahariennes ⁽⁴⁾, et qui peuvent atteindre 0 m. 30 de diamètre et davantage, présentent des agrégats de gypse, appartenant généralement à la forme lenticulaire (crêtes de coq); mais, bien que leur forme cristalline soit due au gypse, les sables quartzeux, qui ont été englobés dans la cristallisation, s'y trouvent en proportion notable et souvent supérieure à celle du gypse lui-même (37 à 60 p. 100 de la masse).

La falaise orientale a 15 à 20 mètres de hauteur près de Tougourt. La figure 1 de la planche XXIII donne la coupe détaillée de cette falaise, au Coudiat Guenater. Le terrain supérieur de transport 2^b n'a pas 5 mètres d'épaisseur ici : il est vrai que c'est un minimum, et que son épaisseur est fort variable. Cet étage supérieur comprend des sables quartzeux avec gypse abon-

⁽¹⁾ Elle présenterait des variations d'altitude de 30 mètres.

⁽²⁾ Même observation que plus haut : ces analyses n'ont pas été faites au point de vue agronomique. L'étude agronomique des sols de l'Oued Rir' nous eût entraîné hors des limites de ce rapport, qui est spécialement géologique.

⁽³⁾ Collections de minéralogie de l'École nationale des Mines.

⁽⁴⁾ J'ai mentionné plus haut (1^{re} Partie, chap. I, § 4, II) les beaux cristaux de gypse sableux du bas-fond de Mechgarden. Leur forme cristalline diffère de celle des cristaux de gypse sableux de Tougourt; mais les deux formes appartiennent également au gypse.

dant, parfois ferrugineux, comme au Coudiat el-Koda, et ces sables sont couronnés par un poudingue gypso-calcaire avec cailloux roulés, assez clairsemés (ceux-ci empâtés dans la croûte qui forme la carapace habituelle du plateau).

Au-dessous, ce sont des argiles, où l'on remarque des couches minces de chlorure de sodium en cristaux, et ensuite des argiles avec couches et plaquettes de gypse, puis quelques sables et des marnes massives : c'est la partie supérieure de l'étage marno-lacustre *l*.

Les puits des oasis traversent le reste de cet étage *l*; ils offrent dans la région de Tougourt, ainsi qu'à Meggarin, une coupe très uniforme, dont les niveaux successifs sont bien connus et ont reçu des noms consacrés par la pratique des puisatiers indigènes.

El Sbah. — Gypse terreux, formant fréquemment le sol des environs de Tougourt (quand il n'est pas recouvert par les alluvions quaternaires). Il se présente parfois en bancs massifs et rocheux, mais plus ou moins entremêlés de marnes : deux carrières pour moellons y sont ouvertes à 2 kilomètres 5 au Nord-Ouest de la ville de Tougourt, vis-à-vis du village de Zaouïa; l'une, au sommet d'une butte, a 1 m. 60 de profondeur; l'autre, à 5 mètres en contrebas, a 2 m. 5 ⁽¹⁾.

El Trab ou *El Tin.* — Marne et argile jaunâtre, parfois sableuse, avec cristaux de gypse, formant un massif compact de 40 à 60 mètres. Ce massif offre accidentellement des intercalations de sables argileux et de sables.

El Tizaouïn. — Sable mêlé d'argile, avec gypse et parfois avec calcaire; structure arénacée.

El Hadjar (la pierre). — Agrégat très dur de petits cristaux de gypse blanc jaunâtre, réunis par un ciment argilo-sableux; le gypse peut aussi être massif et former une roche compacte; quelquefois il est accompagné de calcaire concrétionné. Cette assise correspond évidemment au banc gypseux du premier groupe (Sidi-Rached).

L'épaisseur du *Tizaouïn* et de l'*Hadjar* réunis varie de 1 à 20 mètres; elle est de 6 mètres, en moyenne.

El Mazoul. — Argile blanche, verdâtre, très grasse. Épaisseur de 2 à 10 mètres; en moyenne, 4 mètres. Couverture de la nappe artésienne.

Au-dessous, l'étage inférieur de transport *t*¹ est en sables quartzeux, aquifères, avec quelques niveaux entremêlés de sables marneux et de marnes en sous-ordre. Ces sables sont excessivement fluides, ce qui rend les sondages difficiles dans cette région.

La limite des deux étages forme une surface très inégale, ainsi que le montre la figure 5 de la planche XXI, qui donne un profil transversal par 6 puits de Tougourt et de ses environs, savoir : par les sondages n^{os} 1 et 2 de Tougourtville, le sondage de Tougourt-Balouche, le sondage de Sidi-bou-Aziz, le son-

⁽¹⁾ A noter, près de là, un four à briques.

dage de Bou-Guettan (1882), près Tebesbest, et le sondage du Coudiat Guenater (1882), près Schmourra. On y voit une variation de niveau de plus de 25 mètres sur une distance de 1,400 mètres.

La puissance des étages l et t^{2b} réunis, en comprenant la falaise, est, à Tougourt, de 90 mètres, en moyenne; elle peut atteindre 100 mètres. C'est dans ce groupe de Tougourt que l'étage marno-lacustre l présente son maximum de puissance: on peut évaluer son épaisseur à 80 mètres, en moyenne.

Au-dessous, les sondages ont pénétré de 15 à 25 mètres au plus dans les sables aquifères de l'étage inférieur t^1 . Exceptionnellement, le sondage de Meggarin-Djedida a été poussé jusqu'à 103 m. 7 de la surface, dont 45 m. 7 dans les sables inférieurs; vers le bas, ces sables étaient gros et secs (niveau sous-jacent des sables et grès grossiers indiqués comme régnant d'une manière générale sous les sables aquifères de l'étage t^1) (pl. XI, fig. 3).

L'allure de l'ensemble de la formation est indiquée sommairement par les profils hydrologiques de l'Oued Rir' (pl. XXII). Le profil longitudinal (fig. 1), qui passe par Tougourt, montre l'accroissement d'épaisseur des terrains qui recouvrent la nappe aquifère dans cette région. Le profil transversal par Tougourt (fig. 6) traduit les inégalités que présente la surface de contact des étages l et $t^{(1)}$, et qui semblent dues, pour la plus grande part, aux inégalités mêmes du dépôt de transport t^1 . Dans son ensemble, cette surface bosselée offre ici une légère pente vers l'Est-Nord-Est⁽²⁾.

D'autre part, on observe sur les flancs de la falaise orientale, où la stratification des couches est relativement assez nette, des plongements faibles, mais très appréciables à l'œil, et des ondulations à faible courbure, qui résultent évidemment de mouvements du sol postérieurs au dépôt des couches: les assises ont été ployées sous l'effet d'actions mécaniques, qu'il s'agisse d'actions latérales de refoulement sur l'ensemble de la formation, ou plutôt de phénomènes d'affaissement et de glissement d'un caractère local et d'une étendue restreinte horizontalement et verticalement. Ainsi, à l'inspection de la falaise vis-à-vis Tebesbest, on voit que l'*Aïn Tirman* et l'*Aïn Forgemol* se trouvent sur un bombement des couches, lesquelles plongent au Nord vers l'*Aïn Schmourra*.

Quatrième groupe (Bledet-Ahmar).

La coupe des terrains est la même à Temacin qu'à Tougourt, sinon qu'à la base de l'étage, le banc rocheux (*El Hadjar*) manque parfois, et qu'on ne retrouve plus la couche d'argile plastique (*El Mazoul*), qui traçait avec tant de

¹⁾ Il faut remarquer cependant, à propos des profils de la planche XXII, que les hauteurs y sont à une échelle cinquante fois plus grande que les bases. Même observation pour les profils des planches XX et XXI.

²⁾ Le plongement longitudinal vers le Nord devient presque nul dans le groupe de Tougourt, tandis que la pente du plateau supérieur est presque la même que dans la région centrale d'Ourlanæ.

netteté la limite des deux étages *l* et *t*¹ dans le groupe précédent. A noter ici, dans les sables inférieurs, des cailloux roulés et des rognons calcaires.

La formation marno-lacustre *l* va en s'amincissant de Tougourt vers Temacin; à Temacin, en ajoutant les épaisseurs des étages *l* et *t*^{2b}, et tenant compte du relief des collines environnantes, on trouve moins de 60 mètres. En même temps les étages *l* et *t*^{2b} se relèvent vers le Sud, ainsi que l'étage inférieur *t*¹.

A Bledet-Ahmar et à El-Goug, où commence la zone des bas-fonds de l'Oued Rir', l'étage sableux *t*^{2b} et l'étage marneux *l* n'ont plus ensemble qu'une trentaine de mètres; les puits traversent 15 à 20 mètres de marnes gypseuses (*El Tin*), dans lesquelles Ville a signalé des indices de lignite terreux⁽¹⁾, et qui se terminent par une roche gypseuse ou calcaire; au-dessous se trouvent les sables aquifères de l'étage inférieur *t*¹. La limite des deux étages *l* et *t*¹ s'élève de 40 mètres sur une longueur de 7 kilomètres, de Temacin à Bledet-Ahmar.

Ces faits stratigraphiques sont indiqués sur le profil hydrologique longitudinal de l'Oued Rir' (pl. XXII, fig. 1) et sur la coupe géologique générale de Biskra à Ouargla (pl. XI, fig. 3) : on voit, en résumé, que les formations d'atterrissement de l'Oued Rir' se relèvent vers le Sud de cette région, et que le massif des terrains marno-lacustres *l*, qui recouvrent les sables aquifères *t*¹, s'amincit graduellement à partir de Tougourt vers Temacin, Bledet-Ahmar, El-Goug et au delà. On se trouve évidemment ici près du bord méridional d'un grand bassin, que les terrains de transport inférieurs *t*¹ figuraient dans cette partie basse du Sahara, et au sein duquel se sont ensuite déposés les terrains lacustres *l*. La région des eaux tranquilles de ce lac devait probablement cesser à peu de distance vers le Sud, si l'on en juge par la disparition des terrains marneux *l*, qu'on ne retrouve plus au delà, au sondage de Bardad, et qui ne reparaissent que plus loin dans le bassin de Ouargla. Le fond du lac offrait, d'une manière générale, une pente douce vers le Nord-Est-Nord. Ses eaux recouvraient tout l'emplacement actuel de l'Oued Rir', du Souf et du chott Melrir, et avaient sans doute leurs plus grandes profondeurs non loin du pied méridional de l'Aurès.

III. RÉGION SEPTENTRIONALE DE L'OUED RIR' (MRAÏER).

Aperçu sur les oasis de la région septentrionale. — Au Nord de la région centrale de l'Oued Rir' (Ourlana), que nous avons précédemment décrite, la falaise orientale de la vallée offre deux échancrures successives (pl. III) : en même temps, la zone des chotts et sebkha s'élargit, englobe un îlot de terrain que recouvrait autrefois l'ancienne oasis d'El-Fadlia, oblique vers le Nord-Est-Nord, et se poursuit, avec une pente générale dans cette direction, à une distance variable de la falaise; plus loin, elle se rétrécit, se réduit à une artère unique et passe par la découpure signalée entre le cap avancé de la chaîne

⁽¹⁾ A rapprocher des indices de lignites du mamelon de Tala-en-Mouïdi.

des collines de Nza-ben-Rzig, qui barre la vallée à l'Ouest, et la falaise orientale, au-dessus de laquelle règne le plateau du Souf à l'Est. A 4 kilomètres en amont de cette découpe, et à 13 kilomètres au Nord-Est-Nord de Zaouïet-Rihab (région centrale), se trouvent les deux oasis d'El-Berd et de Tinedla, qui forment un petit groupe à part, au Sud de la région septentrionale de l'Oued Rir', et sont situées respectivement sur les rives occidentale et orientale du chott. Ces deux oasis comptaient, au 1^{er} octobre 1882, 15,445 palmiers en rapport et 1,500 jeunes palmiers de six ans; le débit total de leurs eaux d'irrigation était de 5,666 litres à la minute, fournis par 3 puits artésiens français et 2 behour.

La route directe de Tougourt à Biskra laisse ces oasis à l'Est et se dirige en droite ligne vers le Nord, en quittant la région centrale; elle franchit la chaîne de Nza-ben-Rzig à 14 kilomètres 5 au Nord de Zaouïet-Rihab, à un col désigné sous le nom arabe d'El-Biban (les portes), où l'on a exécuté un sondage qui devait servir de puits d'étape. La route continue vers le Nord, descend à la surface d'une plaine ondulée, moins uniforme que la précédente, passe de distance en distance entre des mamelons isolés qui l'encadrent (Bab-el-Oustani), et laisse à gauche des mamelons plus nombreux et des massifs plus ou moins importants de collines à tête plate, région de gour et de coudiat, qui règne ici en avant de la falaise occidentale. On arrive ainsi, à 13 kilomètres 9 de Nza-ben-Rzig, à l'oasis de Sidi-Khelil; cette oasis est écartée de près de 8 kilomètres à l'Ouest de l'oued, nettement tracé, qui forme, ainsi que je l'ai dit, la prolongation de la zone des chotts de l'Oued Rir' vers le Nord, sous le nom d'Oued Khérouf, et qui longe la falaise orientale, sensiblement rectiligne, de la vallée jusqu'au chott Melrir. L'oasis de Sidi-Khelil, médiocrement située par rapport aux eaux souterraines, comptait, au 1^{er} octobre 1882, 16,010 palmiers en rapport, qui étaient irrigués par 2,305 litres d'eau à la minute, fournis par 3 puits artésiens français, 26 puits indigènes et 1 bahr.

A partir de Sidi-Khelil, les reliefs s'éloignent vers l'Ouest, la plaine ondulée continue à descendre, et enfin, à 13 kilomètres 5 plus au Nord, la route rencontre la grande oasis de Mraïer, qui se trouve à peu de distance à l'Ouest du rivage occidental du chott Melrir, et dont les annexes de Dendouga, d'Ensira et d'Ouirir sont placées au bord même du chott. Ce groupe comptait, toujours à la date du 1^{er} octobre 1882, 59,932 palmiers en rapport et 13,780 jeunes plants; le débit total d'irrigation était de 20,406 litres à la minute, fournis par 13 puits artésiens français, 12 puits artésiens indigènes et 1 bahr.

L'oasis de Mraïer est prospère et en voie de développement rapide; elle offrira bientôt un des plus beaux et des plus grands massifs de palmiers de l'Oued Rir'.

La petite oasis d'Ouirir appartient aujourd'hui à la *Société agricole et industrielle de Batna et du Sud algérien*, qui a entrepris de mettre en valeur les terrains environnants, jusqu'ici stériles, et de créer un centre de culture en ce point favorablement situé, en tête de l'Oued Rir' et à 100 kilomètres seulement

de Biskra. Un premier puits, l'*Aïn de Courcival*, a été foré à Ourir en 1882; puis un second, l'*Aïn de Matharel*, en 1883 (3,800 litres par minute); et d'autres ensuite. De vastes plantations ont été faites et se déroulent à la vue de part et d'autre de la route de Biskra; un nouveau bordj a été construit sur le mamelon de la kouba restaurée de Sidi-Makfi. C'est là, à Ourir, qu'on peut voir la plus grande oasis de création européenne⁽¹⁾.

Au cas où le projet de *Mer intérieure* du lieutenant-colonel Roudaire eût été mis à exécution, les oasis d'Ourir, d'Ensira et de Dendouga, qui sont situées à plus de 13 mètres au-dessous du niveau de la Méditerranée, auraient été inévitablement submergées.

Quant à la grande oasis de Mraïer, il est vrai qu'une partie seulement de ses jardins se trouvent au-dessous de la cote zéro, et qu'on aurait pu, à la rigueur, la protéger au moyen d'une digue; néanmoins, l'oasis entière eût été fortement compromise.

Mentionnons aussi, à 20,5 kilomètres au Nord-Ouest-Nord de Mraïer, la petite oasis d'Oum-el-Thiour, qui fait encore partie de l'Oued Rir', mais dont nous préférons ne parler que dans le paragraphe suivant.

Description géologique. — Les tableaux des coupes géologiques et hydrologiques détaillées des sondages de l'Oued Rir' donnent, d'une part, — sur le profil longitudinal (pl. XX), — les coupes moyennes des trois sondages d'El-Berd et de Tinedla, des neuf sondages de Mraïer et des trois sondages d'Ensira et d'Ourir, et, d'autre part, — sur un profil latéral, qui va directement de Zaouïet-Rihab à Mraïer (pl. XXI, fig. 1), — la coupe du puits de Nza-ben-Rzig et la coupe moyenne des six sondages de Sidi-Khelil.

Les coupes des sondages d'El-Berd et de Tinedla, de Mraïer, d'Ensira et d'Ourir⁽²⁾ indiquent les mêmes étages *t'* et *l* que dans les autres régions de l'Oued Rir' (pl. XX).

Les premiers mètres sont sableux, qu'ils appartiennent aux alluvions modernes ou quaternaires, ou à l'étage supérieur de transport *t*^{2b} des atterrissements anciens. Cet étage *t*^{2b} a été en grande partie enlevé par les dénudations quaternaires; mais il affleure sur les flancs des falaises et des témoins d'érosion, quand il y en a, avec ses sables gypseux, généralement couronnés par un niveau de cailloux roulés.

L'étage lacustre *l* présente des alternances de marnes et argiles compactes, de marnes sableuses, de sables argileux et même de sables purement quartzeux, le tout avec plus ou moins de gypse et parfois avec quelques concrétions calcaires. Les sables dominant souvent vers le haut de cet étage *l*, qui passe alors

⁽¹⁾ Au 1^{er} octobre 1885 (date extrême des indications statistiques du présent exposé), les plantations faites par la *Société de Batna et du Sud algérien* dans ses trois oasis d'Ourir, de Sidi-Yahia et d'Ayata, dépassaient déjà le chiffre considérable de 40,000 palmiers.

⁽²⁾ Le sondage de Dendouga n'atteint pas l'étage inférieur *t'*.

à l'étage t^{2b} , et la limite entre ces deux étages serait encore plus difficile à tracer que dans les autres régions.

L'étage inférieur de transport t^1 est en sables et sables argileux, généralement non agrégés et ébouleux, avec cailloux roulés⁽¹⁾; il peut renfermer un peu de gypse et quelques concrétions calcaires. Dans certains cas, par exemple, à El-Berd et Tinedla, la différence de composition des deux étages l et t^1 n'est que relative, et leur distinction devient assez arbitraire : c'est ainsi que l'étage inférieur t^1 , tel que j'ai été amené à le limiter, pourrait comprendre parfois, d'après les journaux de sondages, certaines parties argileuses et même des niveaux accidentels de marnes compactes.

Le profil hydrologique tracé longitudinalement à l'Oued Rir' (pl. XXII, fig. 1) se maintient à l'Est de la vallée, le long de la zone des chotts; il passe par Tinedla, et se dirige de là sur Ourir. La puissance moyenne des étages t^{2b} et l suivant ce profil, dans la région septentrionale de l'Oued Rir', est — en y comprenant l'épaisseur de terrain enlevée par les dénudations quaternaires — d'environ 80 mètres (dont les trois quarts à peu près peuvent être attribués à l'étage l).

Les plus grandes épaisseurs sur lesquelles l'étage inférieur t^1 ait été reconnu par les sondages varient de 30 à 40 mètres.

L'ensemble de la formation continue à plonger faiblement, et plus ou moins régulièrement, vers l'intérieur du bassin, c'est-à-dire vers le chott Melrir : à Tinedla, la pente générale est vers le Nord-Est; à Ourir, vers l'Est-Nord-Est. Ajoutons qu'à une certaine distance vers l'Est, l'étage lacustre l doit devenir plus puissant et plus franchement marneux.

Si l'on considère maintenant le profil tracé transversalement à l'Oued Rir' par Sidi-Khelil, au milieu de la région septentrionale (pl. XXII, fig. 3), on voit le massif des terrains (l et t^{2b}) qui recouvrent les sables inférieurs (t^1) se relever et s'amincir à l'Ouest de la zone des chotts, et cela beaucoup plus rapidement ici que dans les autres régions de l'Oued Rir'. Ce fait concorde avec l'allure anormale que traduit un autre profil spécial, — que j'ai tracé latéralement au grand profil longitudinal, du côté occidental, et qui passe par Nza-ben-Rzig et Sidi-Khelil (pl. XXII, fig. 2), — profil d'après lequel le massif des terrains en question (l et t^{2b}) se relève et s'amincit de part et d'autre en se rapprochant de la chaîne des collines de Nza-ben-Rzig, en même temps que le sol de la plaine monte de chaque côté vers cette ligne transversale de relief.

Ces dispositions stratigraphiques sont indiquées, en effet, par l'examen des altitudes et par la comparaison des coupes détaillées des sondages de Sidi-Khelil et de Nza-ben-Rzig avec celles des sondages de Mraïer, d'une part, et de Zaouïet-Rihab, de l'autre.

A Sidi-Khelil, située sur le versant Nord, à mi-distance du col d'El-Biban

⁽¹⁾ Accidentellement, on rencontre aussi quelques petits cailloux roulés à la base de l'étage l .

et de Mraïer (pl. XXI, fig. 1), à une altitude de 14 mètres environ au-dessus de l'oasis de Mraïer, la coupe moyenne des sondages n'indique que 26 mètres pour l'étage lacustre *l*; cet étage *l* se trouve, d'ailleurs, nettement caractérisé par des marnes et argiles compactes et des marnes sableuses, entremêlées de sables avec plus ou moins de gypse. L'oasis de Sidi-Khelil est entourée, au Sud et à l'Ouest, de témoins d'érosion (gour et coudiat déjà indiqués), qui font saillie de 14 mètres au-dessus de la plaine : à leur base, apparaissent 4 mètres de marnes brunes avec filonnets de gypse, ce qui porte à 30 mètres seulement l'épaisseur totale de l'étage lacustre *l*; au-dessus, ce sont des sables et grès gypseux, jaunes, appartenant à l'étage supérieur de transport *t*^{2b}, et les plates-formes qui couronnent ces reliefs et représentent le niveau supérieur de la formation offrent une carapace gypso-calcaire blanche, avec cailloux roulés de calcaires crétacés, de silex bruns ou noirs, à bords émoussés, et de calcédoine.

L'étage inférieur de transport *t*¹ n'a pas été exploré sur moins de 70 mètres par les sondages de l'oasis de Sidi-Khelil; il présente des sables quartzeux très fins et excessivement fluides, un peu argileux à certains niveaux, renfermant çà et là quelques concrétions calcaires.

Nous transportant ensuite vers le col d'El-Biban, situé à 26 mètres au-dessus de Sidi-Khelil, d'une part, et à 15 mètres au-dessus de Zaouiet-Rihab, de l'autre, et examinant le sondage effectué en ce point culminant, nous voyons qu'il n'a guère rencontré, sur 92 mètres de profondeur, que des sables quartzeux, parfois légèrement argileux, avec gypse dans le haut et avec quelques concrétions calcaires. Cette coupe ne correspond plus à la composition habituelle de l'étage marno-lacustre *l*, qui semble avoir disparu, ou qui, ayant changé latéralement de facies, et étant devenu surtout sableux, ne peut plus se distinguer de l'étage inférieur de transport *t*¹.

Au-dessus, les gour qui constituent la série des collines de la chaîne de Nza-ben-Rzig sont formés eux-mêmes de sables gypseux et couronnés par la carapace gypso-calcaire avec cailloux roulés : ils représentent l'étage supérieur *t*^{2b}. Ces gour attirent l'attention par une abondance particulière de gypse, dont les cristaux, souvent de grande dimension, jonchent les flancs des reliefs et les pentes voisines ⁽¹⁾.

On peut dire que, dans cette région, les atterrissements anciens figurent (pl. XXII, fig. 2) une grande ondulation, de faible courbure et dissymétrique, dont l'axe est occupé par un petit bourrelet, lequel coïncide précisément avec la chaîne de Nza-ben-Rzig.

La direction de cette chaîne est à remarquer : elle est alignée, sur une vingtaine de kilomètres de longueur, de l'O. 30° S. à l'E. 30° N. environ, et elle se trouve ainsi parallèle à la grande ligne de relief du Kef el-Dohr, dont nous parlons dans le paragraphe suivant, et au système principal des plissements de

⁽¹⁾ D'une manière générale, les cristaux de gypse, par ou sableux, sont très fréquents à la surface de la plaine entre Mraïer, Sidi-Khelil et Nza-ben-Rzig.

l'Atlas. Il semble donc assez naturel d'admettre que le bourrelet en question est dû, de même que celui du Kef el-Dohr, à un soulèvement d'une faible amplitude, mais d'une assez grande longueur, qu'il s'agisse d'un ridement des couches sous l'action de pressions latérales, ou plutôt d'une dénivellation par suite de faille dans les terrains crétacés sous-jacents.

Il est même probable que des mouvements successifs ont eu lieu le long de cette ligne. On peut dire, tout au moins, à en juger par l'amincissement graduel de l'étage lacustre *l* et par son changement latéral de facies ou sa disparition aux approches de la chaîne de Nza-ben-Rzig, que les sables de l'étage inférieur de transport *t* figuraient déjà, pendant la période lacustre qui a suivi leur dépôt, un relief transversal, — banc de sable sous-lacustre ou promontoire émergé, — à l'emplacement de la chaîne actuelle.

Quoi qu'il en soit au sujet du mode de formation de ce bourrelet d'atterrissements anciens, il était entièrement formé à l'époque du creusement de la vallée de l'Oued Rir', et il dut jouer alors le rôle d'un barrage naturel que les eaux courantes rencontrèrent et démantelèrent en partie : d'où la configuration de la chaîne actuelle, avec ses témoins d'érosion, ses gour, qui font saillie le long du dos d'âne de la plaine et se terminent, au Nord et surtout au Sud, par des pans abrupts.

Helix fossiles de Mraïer.

Pour terminer, nous parlerons des fossiles trouvés à Mraïer dans les atterrissements.

Nous ne citerons que pour mémoire quelques coquilles fluviatiles (*Amnicola*, *Paludestrina*), fournies par le sondage n° 4 de cette oasis, dans des conditions que nous ne saurions préciser. Mais nous insisterons sur les moules d'*Helix* qui ont été rencontrés au sondage n° 11 de Mraïer, en février 1883.

Le sondage avait atteint la profondeur de 58 mètres. La soupape épuisait, au fond du trou de sonde, les sables rouges gras, avec noyaux calcaires, qui se placent ici à la base de l'étage lacustre *l*, près de sa limite, assez mal définie, avec l'étage de transport inférieur *t*. Dans les sables ainsi ramenés au jour, il y avait un certain nombre de moules d'*Helix*, qui furent recueillis avec soin par le Directeur de l'atelier de sondage, M. le lieutenant Genvot.

La rencontre d'un gisement fossilifère à une telle profondeur, dans un trou de sonde de quelques centimètres de diamètre, au milieu des atterrissements sahariens, est, par elle-même, un fait rare et intéressant. Mais ce qui augmente l'intérêt de cette rencontre fortuite, c'est que les mollusques fossiles en question ont pu fournir une indication paléontologique sérieuse, — la première de ce genre que l'on ait, — sur l'âge des atterrissements anciens du Sahara.

Ces précieux échantillons ⁽¹⁾, dont deux exemplaires sont représentés par les

⁽¹⁾ Collection de paléontologie de l'École nationale des Mines.

figures *a* et *b*, m'ont été remis par M. Jus, et je les ai soumis à M. Douvillé, qui a bien voulu en faire une étude attentive.



Fig. a.



Fig. b.

Moules d'*Helix semperiana*, var., du sondage n° 11 de Mraïer. (Vraie grandeur.)

Ce sont des individus de petite taille. La plupart ont une forme renflée et sphérique, globuleuse. Bien qu'assez frustes, ils présentent nettement les caractères d'un type d'*Helix* bien connu dans les environs de Constantine, savoir des hélices à test épais et à bouche fortement dentée qui caractérisent les formations pliocènes d'eau douce de cette région. Parmi les espèces les plus remarquables de cette singulière faune terrestre de Constantine, celle qui a été citée le plus souvent est l'*Helix semperiana*, Crosse, et les *Helix* de Mraïer se rapportent à une variété très voisine de l'*H. semperiana* typique, variété qui existe également, d'ailleurs, auprès de Constantine, mais à un niveau différent.

M. Ph. Thomas, qui a fait une étude spéciale des formations d'eau douce de l'Atlas de Constantine ⁽¹⁾, y distingue, en effet, deux variétés d'*H. semperiana* : 1° dans les argiles gypseuses du polygone d'artillerie de Constantine, que ce géologue considère comme appartenant à une époque de transition entre le Miocène et le Pliocène (sorte de *Mio-pliocène*), se trouve l'*H. semperiana* typique, décrite, il y a une vingtaine d'années, par M. Crosse ⁽²⁾, « globuleuse, à ouverture buccale fortement dentée vers sa commissure externe, et dont le bord columellaire, très épaissi, présente une échancrure profonde »; 2° à un niveau supérieur, dans les calcaires lacustres d'Aïn el-Bey, qui représentent, pour M. Thomas, le Pliocène inférieur, se trouve une variété d'*H. semperiana* ⁽³⁾, « également globuleuse et fortement dentée, mais dont le bord columellaire n'est que légèrement sinueux et même, dans quelques spécimens, tout à fait simple et arrondi ⁽⁴⁾ ».

⁽¹⁾ Ph. Thomas. — Recherches stratigraphiques et paléontologiques sur quelques formations d'eau douce de l'Algérie (*Mémoires de la Société géologique de France*, 1884). — Voir plus loin, Deuxième partie, chapitre II, § 1, IV, et § 3, I (*Tableau du synchronisme des formations quaternaires et pliocènes d'eau douce de l'Atlas de la province de Constantine et du bas Sahara algérien*).

⁽²⁾ Journal de conchyologie.

⁽³⁾ Désigné par M. Thomas, sous le nom d'*Helix subsemperiana*.

⁽⁴⁾ « Cette variation », dit M. Thomas, « indique une tendance marquée du type vers la forme actuellement si répandue dans toute l'Algérie, que l'on connaît sous le nom d'*Helix candidissima* (*Leucochroa candidissima*, Draparnaud [pl. XXVIII, fig. 2]). Il est remarquable aussi que cette tendance du type primitif vers la forme actuelle se trouve encore confirmée, d'une manière indirecte et tout à fait inattendue, par des manifestations *ataviques* significatives que nous avons observées parmi les très abondants spécimens d'*Helix candidissima* qui vivent actuellement sur le plateau calcaire d'Aïn el-Bey. Nous avons découvert, en effet, que, parmi ces coquilles vivantes, un très grand nombre présentent, sur la commissure externe de leur ouverture buccale, un épaississement dentiforme, souvent même une véri-

C'est à cette variété des travertins d'Aïn el-Bey que se rapportent exactement les *Helix* de Mraïer. Leur commissure externe présente, de même que dans l'espèce typique, une très forte dent; le bord de leur ouverture est également très épaissi : mais l'échancrure y est moindre et s'y trouve remplacée par une simple inflexion, absolument comme dans la variété d'Aïn el-Bey.

Ajoutons que l'échancrure en question fait aussi défaut dans l'*Helix Tissoti*, Bayan, grosse hélice dentée que nous signalerons plus loin dans le terrain fluvio-lacustre de Biskra, et dont l'*Helix semperiana*, var., de Mraïer semble n'être qu'une réduction.

§ 4. LA RÉGION INTERMÉDIAIRE ENTRE L'OUED RIR' ET LE ZAB.

Aperçu topographique. — La plaine de l'Oued Rir' est limitée au Nord, avon-nous dit, par la grande falaise du Kef el-Dohr, (pl. I et III), dont les flancs escarpés se dressent brusquement en travers de la vallée, à son débouché dans le chott Melrir, et dont la crête domine le chott, à l'Est, d'une centaine de mètres. Au pied même de la falaise s'étend la plage de cette immense dépression du Melrir, plage humide en hiver et couverte en été d'efflorescences salines, semblable au rivage d'une ancienne mer desséchée. Au-dessus de l'escarpement, d'autre part, règne le plateau saharien, rocailleux et nu.

La route de Tougourt à Biskra présente, à partir de Mraïer, deux variantes, qui franchissent le ressaut du Kef el-Dohr, l'une à Oum-el-Thiour, l'autre à Miahadalou, et se réunissent à peu de distance au delà sur le plateau supérieur, à Bir-Setil, dans l'Oued Itel.

Le village et la petite oasis d'Oum-el-Thiour, qui se trouvent encore dans la plaine de l'Oued Rir', au pied du Kef el-Dohr, ont été créés en 1857 par le général Desvaux, dans l'intention d'y fixer des nomades et de les transformer en cultivateurs. Les trois sondages effectués en cet endroit n'ont donné que des résultats fort médiocres, et le débit total d'irrigation n'est guère actuellement que de 100 litres par minute; l'oasis compte 455 palmiers seulement.

La route la plus directe est celle qui passe par Ourir et Miahadalou, et il n'est pas douteux que l'on ne soit amené à préférer ce tracé pour le chemin de fer de Biskra-Tougourt, surtout étant donnée l'importance prise récemment par l'oasis d'Ourir. Le lieu dit Miahadalou est situé, comme Oum-el-Thiour, au pied du Kef el-Dohr, mais au bord même du chott Melrir; un sondage y a été pratiqué et n'a donné que 270 litres à la minute.

Après avoir quitté la plaine de l'Oued Rir' et gravi la falaise du Kef el-Dohr,

table dent, rappelant exactement, par sa position et ses caractères, celle de l'*Helix semperiana* mio-pliocène et de la variété pliocène.»

Quant aux *Helix* de Mraïer, elles ont non seulement le caractère de la dent, mais encore la même forme globuleuse et la même taille, le même épaississement et la même inflexion du bord columellaire que les *Helix semperiana*, var., d'Aïn el-Bey.

on se trouve sur le plateau supérieur, qui porte dans cette région le nom de *petit désert de Morran*, et sur lequel on poursuit pendant plus de 50 kilomètres (pl. III) : plateau rocailleux et sablonneux, nu et recouvert seulement d'une végétation clairsemée et rabougrie, type ordinaire des *steppes sahariens*.

Ce plateau s'abaisse d'abord nettement vers le Nord, pendant quelques kilomètres, jusqu'à un oued assez important, l'Oued Itel, qui l'entaille et le traverse de l'Ouest à l'Est; puis il continue avec monotonie, mais en présentant une série d'ondulations et de cuvettes. A l'Est de la route, il s'avance vers le chott Melrir et figure de ce côté une sorte de promontoire, arrondi et limité par une falaise dentelée et abrupte; celle-ci tourne graduellement, en diminuant de hauteur, depuis le Kef el-Dohr, au Sud, jusqu'à Tahir-Rashou, au Nord, où elle se raccorde à la berge droite de l'Oued Djeddi et n'a plus qu'une douzaine de mètres : la route descend alors du plateau pour gagner la plaine de Biskra.

Plusieurs sondages, devant servir à créer des gîtes d'étapes, ont été forés dans le désert de Morran (pl. XIX). Un, à Cedraïat, sur la rive gauche de l'Oued Itel, n'a donné que 60 litres à la minute; un autre à El-Mekam, dans l'Oued Fahama, un affluent de l'Oued Itel, n'a pas fourni d'eau jaillissante. Cinq autres ont été pratiqués dans la cuvette de Chegga, à 33 kilom. 4 au Nord de Miahadalou; ils ne débitent ensemble que 655 litres : on trouve en ce point un caravansérail, 78 palmiers en rapport, et environ 70 autres récemment plantés. Notons enfin un sondage sans résultat dans le bordj de Tahir-Rashou, construction carrée et fortifiée bâtie sur la berge droite de l'Oued Djeddi.

Hors les puits de Chegga, dont les eaux sont d'ailleurs extrêmement purgatives, les seuls points d'eau que l'on rencontre dans la traversée de ce désert de Morran sont, d'une part, au tiers à peu près de la distance de Miahadalou à Chegga, les puits dits *instantanés* de Setil, que l'on creuse facilement dans les sables du lit de l'Oued Itel et qui fournissent une eau de bonne qualité, et, d'autre part, à mi-distance environ de Chegga et de Tahir-Rashou, le puits maçonné de Bir-Djefair.

Au pied même du bordj de Tahir-Rashou passe le lit de l'Oued Djeddi, grand cours d'eau qui prend sa source loin de là vers l'Ouest, au delà de Laghouat; on se trouve ici près de son confluent avec l'Oued Biskra, venant du Nord, et de son embouchure dans la plaine du chott Melrir, au Sud-Ouest. La route traverse le lit de l'Oued Djeddi, traversée difficile et souvent impraticable, où nous exprimons le vœu de voir construire un pont; puis elle continue au travers d'une large plaine, périodiquement inondée par les crues fertilisantes de l'oued, plaine limoneuse qui était recouverte, il y a vingt ans encore, par l'épaisse forêt de Saâda, et qui présente aujourd'hui des pâturages recherchés et des cultures de céréales, sur d'assez grandes étendues. Cette sorte de delta se rétrécit rapidement vers l'Ouest, et, en amont, l'oued entaille le plateau et se trouve limité entre deux berges : c'est de ce côté que la ligne de

chemin de fer devra de préférence franchir l'Oued Djeddi sur un pont métallique de 400 mètres au plus, seul ouvrage d'art de quelque importance à prévoir entre Biskra et Tougourt.

La route remonte ensuite la plaine unie qui s'élève en pente douce vers le Nord, jusqu'au pied des premiers contreforts méridionaux de l'Aurès. Elle suit à peu de distance le bord droit de l'Oued Biskra, et, à 28 kilomètres au Nord de Tahir-Rashou, elle atteint la ville de Biskra, capitale de la grande région d'oasis des Zibans.

Description géologique. — J'insisterai d'abord sur la falaise et le soulèvement du Kef el-Dohr. Puis je décrirai le petit désert de Morran.

I. LA FALAISE DU KEF EL-DOHR.

Le plateau supérieur offre, immédiatement au Nord du Kef el-Dohr, une pente très sensible à l'œil vers le Nord-Ouest-Nord, et il présente le long même de cette ligne de relief, qui est dirigée vers l'E. 30° N., un dos d'âne relativement accentué, dont la falaise entaille le flanc méridional (pl. XXII et pl. XI, fig. 3).

Lors du creusement de la vallée de l'Oued Rir', il est évident que ce bourrelet transversal arrêta les eaux courantes venant du Sud et les rejeta vers la dépression du Melrir, à l'Est. Le versant Sud, presque entièrement démantelé, porte, en effet, la trace de puissantes érosions longitudinales et présente de nombreux témoins, en avant de la falaise principale. Les érosions ont même atteint l'arête culminante et empiété par places sur le versant Nord.

Il en est résulté une série de coupes naturelles, permettant d'étudier l'allure des couches, qui présentent leurs tranches sur les flancs des escarpements, et dont la stratification apparaît suffisamment, grâce aux alternances de composition des niveaux successifs. Leur inspection montre que l'ondulation de terrain qui règne le long du Kef el-Dohr est due à un bombement fort net des assises, lesquelles plongent, d'une part, au Sud-Est-Sud, d'autre part, dans le même sens que la pente de la surface, au Nord-Ouest-Nord. Cette inflexion anticlinale, remarquable, longue et rectiligne en direction, avait déjà été signalée par Ville, et elle est également mise en évidence par les coupes transversales que j'ai relevées entre Miahadalou et Oum-el-Thiour (pl. III), lors de notre mission et au cours de voyages ultérieurs. La coupe donnée par la figure 1 de la planche XXV est une de celles qui montre le mieux le plongement des assises sur le versant Sud de l'ondulation.

Cette coupe passe par Miahadalou. On y distingue nettement l'étage supérieur de transport t^b , épais d'une vingtaine de mètres, et l'étage marno-lacustre l , dont on ne voit affleurer ici que les niveaux supérieurs, vers le bas de la pente. L'étage l apparaît mieux du côté d'Oum-el-Thiour, les érosions quartenaires ayant entamé plus profondément la formation et donnant

lieu alors à une falaise abrupte. D'une manière générale, les escarpements du Kef el-Dohr sont couronnés par un banc de poudingue blanchâtre à ciment gypso-calcaire, avec galets calcaires, parfois de grosse dimension, et cailloux roulés de silex; au-dessous se trouve une couche de gypse en cristaux, mélangés de sables, et des sables ou grès rougeâtres, avec gypse et concrétions gypso-calcaires; plus bas alternent des marnes sableuses et des marnes ou argiles brunes ou rouges, et enfin, à la base de la falaise principale, s'observent, du côté d'Oum-el-Thiour, des niveaux nettement stratifiés de marnes brunes, le tout avec gypse.

En se rapprochant d'Oum-el-Thiour, on remarque, en avant et à une certaine distance au pied de la falaise principale, un système de terrasses découpées, surmontées de plates-formes en pente vers l'extérieur, c'est-à-dire vers le Sud, et appartenant au versant Sud de l'ondulation du Kef el-Dohr. Ces monticules sont formés par les niveaux les plus élevés du terrain de transport supérieur ^{t^{2b}}, et leurs plates-formes présentent le même poudingue gypso-calcaire qui couronne les crêtes de la falaise opposée. Or, sur les flancs des monticules en question, on peut recueillir de nombreuses coquilles de *Cardium edule*, abondantes surtout à 2 kilomètres à l'Ouest d'Oum-el-Thiour.

Ces *Cardium* sont importants à noter; car leur gisement appartient, d'après ce qui précède, aux niveaux supérieurs des atterrissements anciens ⁽¹⁾. Ils ne diffèrent pas, d'ailleurs, d'une manière sensible tout au moins, des *Cardium* des bords immédiats du chott Melrir dont je parlerai plus loin, bien que ceux-ci semblent d'âge postérieur, sans doute Quaternaire ancien ⁽²⁾.

A Oum-el-Thiour même, les dispositions stratigraphiques sont analogues ⁽³⁾. Le poudingue supérieur figure ici, en plongeant vers le Sud, une grande plate-forme inclinée, sur laquelle est bâti le village, à 80 mètres environ en contrebas de la crête opposée du Kef el-Dohr. La carapace gypso-calcaire est entrecoupée cependant d'alluvions quaternaires avec petits graviers de quartz, qui forment le sol de l'oasis. Le *Cardium edule* est fréquent à la surface.

Examinons maintenant les indications fournies par les sondages de Miahadalou et d'Oum-el-Thiour.

La coupe du sondage de Miahadalou, au pied même du Kef el-Dohr, est donnée sur le tableau longitudinal des coupes géologiques et hydrologiques détaillées des sondages de l'Oued Rir' (pl. XX); elle présente, à sa partie supé-

⁽¹⁾ Ville avait signalé le *Cardium edule* à Oum-el-Thiour, «sur les flancs du Koudiat Dohr» (Kef el-Dohr). Pour ma part, je ne l'ai pas trouvé sur la falaise même, où son gisement dans les atterrissements anciens eût été plus clairement démontré qu'au pied de la falaise, où l'on pourrait craindre une confusion entre les atterrissements anciens et les dépôts quaternaires des bords du chott Melrir; tel n'est pas mon avis cependant.

⁽²⁾ Le *Cardium saharicum* de M. Bourguignat, qui n'est autre, ainsi que je l'ai déjà dit en note (2^e Partie, chap. I, § 1, III), que le *Cardium edule* des chotts sahariens ou une de ses variétés, est également indiqué par l'auteur comme ayant été recueilli «sur les collines du Koudiat el-Dohr».

⁽³⁾ Voir la coupe donnée par Ville dans son ouvrage sur le Hodna et le Sahara, p. 310.

ricure, des sables argileux avec gypse, puis, jusqu'à sa base, des marnes compactes gypseuses avec quelques intercalations sableuses. Cette coupe appartient tout entière, sur 95 mètres de hauteur, à l'étage lacustre *l*, et, en la comparant à la coupe précédente d'Ourir, on conclut avec certitude à un plongement, en même temps qu'à une augmentation d'épaisseur, de l'étage *l* vers le Nord-Ouest-Nord, d'Ourir à Miahadalou.

Ce plongement étant inverse de celui qui s'observe sur le versant méridional du Kef el-Dohr, il faut admettre une inflexion synclinale des couches au pied de l'escarpement, tandis qu'au sommet nous venons de voir qu'il existe une inflexion anticlinale. Les deux inflexions en sens contraire ainsi constatées à Miahadalou sont figurées sur le profil longitudinal de l'Oued Rir' (pl. XXII, fig. 1).

Il semble en être de même à Oum-el-Thiour. Les trois sondages qui ont été effectués en cet endroit, également au pied des dernières pentes du Kef el-Dohr, et dont le plus profond atteint 107 mètres, offrent des coupes principalement sableuses et peu caractéristiques pour la distinction des étages. Ils ont traversé d'abord des terrains sableux, avec cailloux roulés et avec fragments de *Cardium edule*, qui, sauf peut-être une faible épaisseur d'alluvions quaternaires, appartiennent à l'étage supérieur de transport *t*^{2b}, lequel plonge, ainsi que j'ai dit, sous le village et l'oasis; le *C. edule* a été rencontré à 7 mètres de profondeur au sondage n° 1. Quant à l'étage lacustre sous-jacent *l*, ses caractères se trouvent fortement atrophiés ici, sans doute parce qu'on est déjà assez écarté vers le bord occidental de l'ancien bassin lacustre; on reconnaît cependant le prolongement latéral de cet étage à quelques niveaux marneux, à la présence de calcaires concrétionnés et à l'abondance du gypse. Plus bas enfin, ce sont les sables de transport proprement dits de l'étage inférieur *t*¹, où l'on a trouvé un *Planorbe*⁽¹⁾, ramené au jour de la profondeur de 98 m. 50.

D'après ces indications, le profil latéral de l'Oued Rir' par Nza-ben-Rzig et Oum-el-Thiour (pl. XXII, fig. 2) figure à Oum-el-Thiour, de même qu'à Miahadalou, à près de 10 kilomètres de distance, deux inflexions conjuguées et inverses des couches au sommet et au pied du Kef el-Dohr.

Il en est de même tout le long de cette ligne de relief, soit sur une trentaine de kilomètres.

Malgré les courbures assurément très faibles de ces inflexions, alternativement convexes et concaves, la longueur sur laquelle on les suit en direction et l'alignement qu'elles présentent suivant l'E. 30° N., parallèlement aux plissements de l'Atlas, montrent qu'on est ici en présence de faits stratigraphiques d'un caractère plus général que ceux qu'il est généralement permis de constater au Sahara, et il nous paraît impossible d'expliquer d'une manière satisfaisante les contournements observés le long du Kef el-Dohr autrement que par des ac-

⁽¹⁾ Probablement le *Planorbis Aucapitainianus* (?), d'après M. Tournouër.

tions mécaniques, ayant ployé les couches postérieurement à leur dépôt et se trouvant en relation avec un mouvement d'ensemble de la région.

Cette grande ligne de relief du Kef el-Dohr est incontestablement due à un soulèvement dont la direction est remarquable, car c'est la direction des principaux plissements de l'Atlas algérien. Il est d'âge beaucoup plus récent, puisqu'il est postérieur aux atterrissements anciens; mais il doit coïncider, à en juger par sa direction, avec une faille ou une zone quelconque de dislocation des terrains créacés sous-jacents (pl. XI, fig. 3). On comprend en effet que ceux-ci puissent présenter, jusqu'à une certaine distance du massif montagneux de l'Atlas, une série de plis et de lignes de cassures, corollaires des plissements de son soulèvement principal, et qu'ils aient pu jouer postérieurement le long de telle ou telle de ces zones de moindre résistance, à l'aplomb desquelles les atterrissements superposés auront subi des dénivellations et des ploïements d'importance correspondante.

Au Kef el-Dohr, près de Miahadalou, l'amplitude de la dénivellation verticale atteint 80 mètres (pl. XXV, fig. 1) : il s'agit donc là d'un soulèvement d'une réelle importance⁽¹⁾.

II. LE PETIT DÉSERT DE MORRAN.

Le petit désert de Morran, qui s'étend au Nord du Kef el-Dohr, présente moins d'intérêt que les régions précédentes à cause de son uniformité (pl. I et III). La surface y est presque partout recouverte par la croûte gypso-calcaire, déjà signalée maintes fois comme formant la carapace courante du Sahara. Cette croûte, généralement polie et craquelée, est blanche ou gris clair, avec une teinte bleuâtre ou parfois violacée; elle empâte souvent des sables quartzeux, des graviers de quartz aux couleurs vives et variées et des cailloux roulés de calcaires créacés. L'analyse n° 25 donne la composition d'un échantillon relativement pur de la gangue.

Le sol offre çà et là des boursouffures, avec des fragments en place de la carapace soulevée; certaines figurent des cônes surbaissés, mesurant au plus 3 mètres de hauteur et 15 mètres de diamètre, et ces petits monticules s'aperçoivent parfois à de grandes distances, quand les terrains environnants sont suffisamment plats.

Le plateau dessine en grand de larges ondulations (pl. XX et pl. XI, fig. 3), à la surface desquelles la carapace gypso-calcaire forme un placage continu. Il présente une série de dépressions fermées et de cuvettes allongées, dont le fond est assez souvent occupé par des *daya*, avec un sol d'alluvions argilo-sableuses. Dans certaines régions, il est entaillé par des ravinements de quelques mètres,

⁽¹⁾ Indépendamment des observations précédentes, on peut ajouter que le ridement du Kef el-Dohr participe au plongement général de ces formations d'atterrissement vers l'intérieur du bassin du chott Melrir.

tels que l'Oued Melah, près de Chegga; mais la seule artère hydrographique de quelque importance qu'on y rencontre est l'Oued Itel, qui reçoit à l'Ouest plusieurs affluents, passe à peu de distance au Nord du Kef el-Dohr et se dirige de l'Ouest à l'Est vers le chott Melrir. Les berges de cet oued sont couronnées par le banc gypso-calcaire, formant parfois des corniches en surplomb; au-dessous s'observent des couches de grès et accidentellement de marnes, avec gypse. Il peut arriver qu'une nouvelle croûte concrétionnée se soit moulée sur les talus d'érosion; mais le principal encroûtement est antérieur au creusement de ces gouttières.

La stratification, d'ailleurs fort grossière, des couches entaillées par les érosions épouse le plus souvent les mamelonnements de la surface, — ceux-ci étant dus partie aux variations d'épaisseur des terrains de transport supérieurs, partie aux ondulations des couches elles-mêmes. — Quant à ces ondulations, elles peuvent être attribuées soit aux inégalités des phénomènes successifs de dénudation qui ont précédé le dépôt des derniers terrains de transport, soit aux flexions ultérieures des assises, sous l'effet de compressions latérales ou de déplacements verticaux d'ensemble. Les deux explications doivent convenir concurremment; mais on est porté à accorder ici aux phénomènes mécaniques une part plus importante que dans les régions plus méridionales du Sahara, si l'on remarque les formes du relief, de plus en plus accidentées et de mieux en mieux alignées à mesure qu'on s'avance vers le Nord et qu'on se rapproche de l'Atlas. On peut citer la série des cuvettes, allongées et profondes, que l'itinéraire recoupe transversalement dans la région de Chegga.

Passons à l'examen des sondages exécutés dans le petit désert de Morran. Le grand tableau longitudinal des coupes géologiques et hydrologiques détaillées des sondages de l'Oued Rir' (pl. XX) donne la coupe du sondage de Cedraïat, la coupe moyenne des cinq sondages de Chegga et la coupe du sondage de Tahir-Rashou. Quant au sondage d'El-Mkham, exécuté à une douzaine de kilomètres à l'Ouest-Sud-Ouest de Chegga (pl. XIX), il se trouvait trop écarté du profil longitudinal de la planche XX pour que sa coupe pût y trouver place.

Ces sondages sont assez peu instructifs. A la partie supérieure, on y voit toujours, de même que sur les flancs des ravinements, l'étage sableux de transport supérieur t^{2b} ; mais il semble, en général, moins épais dans cette région que plus au Sud et surtout qu'au Nord, dans la région de Biskra⁽¹⁾: de fait, son épaisseur est très variable. Au-dessous, les coupes sont principalement sableuses, et l'étage marno-lacustre l y devient parfois méconnaissable; cependant il n'est pas douteux (pl. XI, fig. 3) que cet étage lacustre ne poursuive avec continuité, et même en augmentant de puissance, depuis le Kef el-Dohr, au Sud, où il est fort bien caractérisé, jusqu'à Tahir-Rashou, au Nord, où il

⁽¹⁾ Toutefois il faut observer que les sondages du petit désert de Morran ont été faits dans les fonds ou sur les bords de dépressions, où les couches supérieures des atterrissements anciens pouvaient avoir été enlevées par les dénudations ultérieures.

est tout aussi net, en passant par le chott Melrir, à l'Est, où les marnes lacustres acquièrent un grand développement. Mais, le long de l'itinéraire de Bir-Setil à Chegga, ces dépôts marneux sont très fortement entremêlés de dépôts sableux de transport, qui dominent souvent; cela doit tenir à ce qu'on se trouve ici plus loin des parties en eaux profondes de l'ancien lac et plus près du bord capricieux de son rivage occidental.

A Cédraïat, les sables et sables marneux dominant vers le haut, les marnes et marnes sableuses vers le bas, les uns et les autres avec gypse et quelques concrétions. Cette coupe a 119 m. 18 de profondeur, et sauf les 13 à 14 premiers mètres, qui représentent l'étage supérieur de transport t^{2b} , elle peut être considérée comme correspondant tout entière à l'étage lacustre l .

Parmi les sondages de Chegga, le n° 4 n'a pas moins de 151 m. 80. Sur toute cette hauteur, les terrains sont presque entièrement formés de sables, parfois avec cailloux roulés. Toutefois, au-dessous des sables de l'étage supérieur de transport t^{2b} , on remarque quelques niveaux marneux, du gypse, des concrétions calcaires, et, jusqu'à 100 mètres, on peut admettre qu'on est dans l'étage lacustre l ou dans une série de dépôts contemporains. Plus bas, ce seraient les sables de l'étage inférieur de transport proprement dit t^1 .

Les terrains se relèvent à l'Ouest de Chegga. Le sondage d'El-Mkham traverse d'abord, jusque vers 17 mètres, un poudingue gypseux et des sables avec cailloux roulés: c'est l'étage supérieur de transport t^{2b} . Puis il se maintient, jusqu'à 94 mètres, dans une série d'assises où les sables prédominent encore, mais sont mêlés d'une plus forte proportion de marnes avec concrétions calcaires: c'est l'étage lacustre l ou son équivalent dans la région considérée.

La formation lacustre se retrouve de nouveau avec netteté au sondage de Tahir-Rashou, à l'extrémité Nord du petit désert de Morran. La coupe indique d'abord une dizaine de mètres en sables et sables argileux avec gypse, dont les niveaux supérieurs, mêlés de galets de calcaires et de silex, se voient sur la berge droite de l'Oued Djeddi, ainsi que vis-à-vis, sur les flancs du témoin isolé d'El-Haouch: c'est toujours l'étage supérieur de transport t^{2b} . Au-dessous règnent jusqu'au bas du sondage, à 102 mètres, des marnes compactes et parfois sableuses, avec quelques intercalations de sables; le gypse cristallin ou rocheux se montre sur toute la hauteur, au quart de laquelle on remarque une banquette de calcaire siliceux avec lamelles spathiques: minéralogiquement, cette coupe offre une analogie complète avec notre étage lacustre l , tel que nous l'avons décrit dans l'Oued Rir', et, stratigraphiquement, la correspondance est également satisfaisante, comme l'indique la coupe générale Nord-Sud de Biskra à Ouargla (pl. XI, fig. 3).

D'autre part, dans son ouvrage sur ces régions⁽¹⁾, Ville fait remarquer la grande analogie que les terrains traversés par ce sondage de Tahir-Rashou pré-

⁽¹⁾ L. Ville. — Voyage d'exploration dans les bassins du Hodna et du Sahara, p. 282.

sentent avec le terrain lacustre de Biskra, dont nous parlons plus loin. Cette assimilation me semble aussi réelle que la précédente : aussi je considère le terrain lacustre de l'Oued Rir' et le terrain lacustre de Biskra comme ne faisant qu'une seule et même formation (pl. XI, fig. 3).

Mais, d'après Ville, il n'en serait pas ainsi : le terrain d'eau douce de Biskra serait plus ancien que les terrains d'atterrissement du Sahara; en général, il serait d'âge pliocène, tandis que ceux-ci devraient être attribués dans leur ensemble à la période quaternaire. La distinction des deux terrains est indiquée, en effet, par ce géologue dans sa coupe de Biskra à Ouargla, et leur limite, fortement en pente vers le Sud, y est tracée comme passant précisément à la partie supérieure du sondage de Tahir-Rashou.

Or, c'était là une pure hypothèse. Pour ma part, au contraire, je ne vois, d'après ce qui précède, aucune raison ni minéralogique, ni stratigraphique pour ne pas paralléliser la coupe de Tahir-Rashou avec les coupes des sondages effectués plus au Sud, et, d'autre part, nous verrons que l'étude des régions situées plus au Nord, tant à l'Ouest qu'à l'Est de Biskra, ne démontre nullement que ce ne soit pas la même formation qui s'étend jusqu'au pied de l'Atlas.

Aujourd'hui, d'ailleurs, il existe une preuve paléontologique à l'appui de l'opinion que j'avais soutenue à cet égard, dès les premiers comptes rendus de mes travaux sur les atterrissements sahariens⁽¹⁾ : la découverte relatée plus haut, des *Helix* de Mraïer, dans l'Oued Rir', est intervenue, et elle classe, en effet, les atterrissements anciens de l'Oued Rir' dans le Pliocène, auquel appartient également le terrain d'eau douce de Biskra. Précisant davantage, j'ajouterai de suite, par anticipation⁽²⁾, que je considère l'étage lacustre I à *H. semperiana*, var., et l'étage inférieur de transport I' de l'Oued Rir' comme représentant, dans leur ensemble, le Pliocène inférieur, de même que l'étage lacustre I à *H. Tissoti* de Biskra, dont il va être question.

§ 5. LE ZAB.

Aperçu sur la région du Zab et sur ses oasis. — La région du Zab ou des Zibans, qui a pour capitale Biskra (altitude, 137 mètres), se trouve située à la lisière Nord du Sahara de la province de Constantine et au Sud du grand massif des montagnes de l'Aurès (pl. I et XIX).

C'est la région d'oasis la plus considérable du Sahara algérien comme nombre de palmiers, sinon comme valeur. On n'y compte pas moins de 59 oasis, qui se répartissent, d'une part, sur une cinquantaine de kilomètres à l'Ouest de Biskra, d'autre part, sur une centaine vers l'Est, jusqu'à la frontière tunisienne, et qui comportent, à elles toutes, plus de 900,000 palmiers et plus de

⁽¹⁾ *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, 26 mai 1884.

⁽²⁾ Voir plus loin, Deuxième partie, chapitre II, § 3, I, le *Tableau du synchronisme des formations quaternaires et pliocènes d'eau douce de l'Atlas de la province de Constantine et du bas Sahara algérien*.

500,000 arbres fruitiers. On trouvera, à la fin de mon *Hydrologie du Sahara algérien*, l'état détaillé des différents groupes d'oasis du Zab, avec les indications relatives à leurs divers modes d'irrigation.

Les principales oasis se trouvent dans le Zab central, c'est-à-dire dans la région même de Biskra, et dans le Zab occidental. Elles correspondent à une remarquable série de sources naturelles qui jaillissent au pied de la montagne : on y compte 42 sources ou groupes de sources, dont tous les débits réunis représentent un volume d'environ 165,800 litres par minute. Cependant, malgré le nombre et le volume de toutes ces sources, les irrigations sont généralement insuffisantes au Zab : c'est le cas, par exemple, à l'oasis même de Biskra.

Le Zab occidental constitue le groupe le plus important des oasis des Zibans. Il comprend lui-même deux sous-groupes : le Zab Dahri ou du Nord, et le Zab Guebli ou du Sud.

Les oasis du Zab Dahri s'échelonnent de l'Est-Nord-Est à l'Ouest-Sud-Ouest le long du pied des derniers contreforts de l'Atlas ou à peu de distance de ces reliefs, et se succèdent à partir de Bou-Chagroun, située à 30 kilomètres à l'Ouest-Sud-Ouest de Biskra, jusqu'à El-Amri, sur une longueur d'une vingtaine de kilomètres. A 18 kilomètres au delà d'El-Amri, notons encore la petite oasis de Doucen.

Deux des oasis du Zab Dahri sont aujourd'hui entre les mains d'Européens : Foughala, appartenant à la *Compagnie de l'Oued Riv'*, et El-Amri, à MM. Treille et C^e. Cinq petits sondages de recherches ont été exécutés à El-Amri au cours de la campagne de 1880-1881 ; ils ont rencontré, au-dessous de la nappe qui alimente les puits ordinaires à bascule, une seconde nappe simplement ascendante ; mais quatre de ces puits ont pu être rendus jaillissants, la pente de la surface ayant permis d'abaisser leurs orifices au-dessous du niveau hydrostatique et de pratiquer des tranchées d'écoulement vers la partie basse de l'oasis : ils débitent ensemble 1,145 litres d'eau par minute. De même à Foughala, où un autre sondage a été exécuté, et où l'on a obtenu, avec une disposition semblable, un débit de 100 litres par minute.

Les oasis du Zab Guebli s'échelonnent parallèlement à la série précédente, mais à 13 kilomètres, en moyenne, plus au Sud, à peu de distance de la rive gauche de l'Oued Djeddi ; elles se succèdent à partir d'Oumach, située à 17 kilomètres au Sud-Ouest-Sud de Biskra, jusqu'à Lioua, sur une longueur d'environ 24 kilomètres.

Au Sud-Ouest du Zab occidental, il faut encore mentionner les oasis des Ouled-Djellal et de Sidi-Khaled, placées sur le cours même de l'Oued Djeddi.

Le Zab central comprend Biskra, située sur l'oued de ce nom, et les oasis voisines, jusqu'à Garta vers l'Est et Sidi-Okba vers le Sud-Est.

L'oasis de Biskra compte 82,940 palmiers en rapport ; en temps normal, elle n'est irriguée que par les sources qui jaillissent dans le lit de l'Oued Biskra, en amont de la ville, et qui fournissent 13,000 litres d'eau environ par minute ;

de plus, à l'hiver et au printemps, elle bénéficie des crues abondantes de l'Oued Biskra. Signalons, près de Biskra, une remarquable source d'eau thermale sulfureuse, connue sous le nom de *Fontaine chaude*.

Au Nord du Zab central, il y a encore quelques oasis, appartenant aux Sahari et aux Ouled-Zian. A proprement parler, ces oasis ne se trouvent plus dans le Sahara, mais dans ce qu'on peut appeler la *zone saharienne de l'Atlas*. Citons, d'une part, les oasis d'El-Kantara et d'El-Outaya, sur le cours de l'oued qui porte successivement les mêmes noms (le même qui, en aval, prend le nom d'Oued Biskra), et, d'autre part, les oasis de Djemora et de Branis, sur le cours de l'Oued el-Abdi, affluent de l'Oued Biskra.

A remarquer, dans la plaine d'El-Outaya, la ferme Duffourg, avec des plantations de palmiers aujourd'hui en plein rapport, des prairies artificielles et d'autres cultures variées⁽¹⁾ : c'est la première propriété de création française dans le Sud algérien; elle date de 1864.

Enfin, à l'Est du Zab central, il existe un autre groupe d'oasis situées, de même, au Nord du Sahara et dans la zone saharienne de l'Aurès, au fond des gorges qui découpent ce massif montagneux et le long des oued qui descendent vers le Sud. Ces oasis n'appartiennent pas à ce qu'on appelle, en réalité, le Zab oriental. Elles comprennent deux séries principales. Les oasis de la première série appartiennent aux régions dites des Beni-bou-Sliman et de l'Ahmar-Kaddou, et s'échelonnent le long de l'Oued el-Abiod : citons les deux plus importantes, M'chounech et Rassira. Les oasis de la seconde série appartiennent à la région dite du Djebel Chechar et s'échelonnent le long de l'Oued el-Arab : ce sont généralement de petites oasis, comptant peu de palmiers et possédant plutôt des jardins d'arbres fruitiers; citons cependant l'oasis assez importante de Kangha-Sidi-Nadji, à 90 kilomètres à l'Est de Biskra.

La désignation de Zab oriental ou Zab Chergui s'applique spécialement à la région située en aval et plus au Sud, à la surface de la plaine qui descend vers le chott Melrir. On n'y rencontre que quatre petites oasis, deux avec puits ordinaires et deux sur l'Oued el-Arab, dont l'oasis de Zeribet-el-Oued.

Cette plaine immense, dont l'uniformité n'est rompue que par la série des cours d'eau qui la sillonnent de distance en distance, pour aller se jeter dans le chott Melrir, présente, dans certaines régions, une terre végétale d'une fertilité extraordinaire : par exemple, la région d'El-Faïd, dont le nom signifie *terrain inondé* et qui est située dans le delta terminal de l'Oued el-Arab.

Description géologique. — La plaine de Saada, en alluvions quaternaires et modernes, delta terminal de l'Oued Djeddi, a 6 kilomètres environ de largeur dans la partie où elle est traversée par la route de Tougourt à Biskra, suivie par l'itinéraire de notre mission (pl. III). Mais j'ai dit plus haut (§ 4) que l'Oued

⁽¹⁾ M. Duffourg y avait essayé avec succès et sur une assez grande échelle la culture du coton.

Djeddi se rétrécit rapidement vers l'Ouest, en amont, et que, de ce côté, il forme une gouttière définie, nettement limitée entre deux berges. Le plateau précédemment décrit du petit désert de Morran, en atterrissements anciens, se retrouve alors sur la rive gauche de l'Oued Djeddi, où il présente la même carapace gypso-calcaire, parfois avec débris de calcédoine à angles vifs.

La figure 2 de la planche XXV donne la coupe de l'Oued Djeddi à la hauteur de l'oasis d'Oumach, coupe relevée par moi au cours d'un voyage ultérieur. La figure 3 de la même planche donne la coupe détaillée de la berge droite en cet endroit : on y remarque un épais placage gypso-calcaire postérieur au creusement de la gouttière.

Le plateau saharien se poursuit vers le Nord; mais il a été fortement dénudé au voisinage de l'Atlas, et il se trouve recouvert, dans la grande partie de la région du Zab occidental, par un dépôt quaternaire de transport en sables quartzeux ou argilo-quartzeux, jaunâtres ou brunâtres, épais de 1 à 2 mètres, en général (pl. XXV, fig. 2). Ces sables superficiels augmentent beaucoup d'épaisseur vers l'Est et se relieut aux alluvions également quaternaires, mais plus récentes, des bords de l'Oued Biskra et de la plaine du Melrir.

La formation sous-jacente affleure, au Zab occidental, dans les plis de terrain et les sillons d'érosions; ce sont des marnes et des grès gypseux, accompagnés de gypse rocheux et de calcaires d'eau douce.

La même formation fluvio-lacustre se suit à l'Est de Biskra, le long de la lisière Nord du Sahara : c'est le *terrain pliocène d'eau douce* de Ville. Ville résume ainsi qu'il suit la constitution géologique du Zab oriental entre Biskra et Kangha-Sidi-Nadji, près de la frontière tunisienne⁽¹⁾ :

« Le terrain pliocène d'eau douce de cette région renferme deux grandes assises. L'inférieure se compose principalement de marnes brunes ou jaunâtres plus ou moins gypseuses, commençant en bas par un poudingue (Kanga-Sidi-Nadji) et passant vers le haut à l'état de calcaire blanc, compact ou caverneux, analogue au calcaire d'eau douce d'Hadj-Baba aux environs de Constantine. L'assise supérieure se compose de grès tendres, jaunâtres, et de poudingue à gangue tantôt sableuse, tantôt gypso-calcaire, blanchâtre. Les fossiles sont rares dans ce terrain; cependant, auprès de Sidi-Khelil et de Sidi-Oghab, on trouve des *Melaniés* indiquant que c'est une formation d'eau douce. — Le Pliocène prend un assez grand développement au Nord-Ouest de Biskra, entre le Djebel Ahmar-Kaddou et le Djebel Lazerek. Il y constitue un bassin d'environ 24 kilomètres de large, reposant en stratification discordante au pied du Djebel Zemmari, sur le terrain miocène, caractérisé par des bancs d'*Ostrea crassissima* (bassin du Srah-mtâa-Chicha). A partir de l'oasis de Sidi-Khelil jusqu'au delà de l'oasis de Kangha-Sidi-Nadji, il constitue, sur la lisière Nord du Sahara, une bande continue fort étroite, dont les couches d'un côté se redressent au Nord contre le ter-

⁽¹⁾ L. Ville. — Voyage d'exploration dans les bassins du Hodna et du Sahara, 1865.

rain crétacé ou nummulitique, et de l'autre plongent plus ou moins fortement au Sud sous la plaine du Sahara. Ce dépôt a subi une grande dénudation dirigée à peu près de l'Est à l'Ouest, qui a donné lieu à une crête continue, formant au Nord la limite proprement dite du Sahara, au-dessus duquel elle s'élève de 30 à 50 mètres. Entre cette crête et le terrain crétacé qui limite au Nord la bande pliocène, il y a une dépression allongée, qui est traversée du Nord au Sud par une série de ravins descendant de la chaîne du Djebel Ahmar-Khaddou et pénétrant dans la plaine saharienne à travers de profondes coupures de la petite chaîne pliocène qui forme la lisière Nord du Sahara.

« Les montagnes crétacées ⁽¹⁾ qui limitent au Nord la bande pliocène se composent, en général, de calcaire blanc, compact ou subcristallin, dont les couches plongent le plus souvent vers le Sud sous un angle prononcé, sauf quelques exceptions dues à des ondulations locales. » — Elles étaient attribuées dans leur ensemble par Ville au « terrain nummulitique antépyrénéen », et j'ai dû conserver textuellement les termes de l'auteur dans la présente citation. — Ce terrain « constituait déjà un continent exondé lors du dépôt du Pliocène dans le Sahara; lorsqu'un soulèvement a redressé les couches pliocènes et donné lieu au cordon littoral qui forme la lisière Nord du Sahara, le terrain nummulitique a subi lui-même un nouveau redressement. Après la retraite des eaux de la mer pliocène, une nouvelle nappe d'eau a recouvert le Sahara; c'est alors que s'est déposé le manteau de poudingue saharien ou quaternaire. Il commence au pied de la chaîne nummulitique qui longe le Sahara au Nord, et forme un plan régulier reposant, en stratification discordante sur les tranches des couches pliocènes. Il a rempli la dépression allongée de l'Est à l'Ouest comprise entre le terrain nummulitique et la petite crête pliocène qui forme la lisière Nord du Sahara, et il s'est répandu dans les plaines du Sahara par les profondes coupures de cette crête, qui constituait une longue saillie au-dessus des eaux sahariennes. Ce manteau saharien n'a, sur la lisière Nord du Sahara, qu'une épaisseur très faible, 4 ou 5 mètres au plus; il renferme à l'état fossile l'*Helix candidissima*; il se compose de galets de calcaire crétacé ou nummulitique, noyés dans une gangue blanche gypso-calcaire, qui a un cachet tout particulier. On doit remarquer toutefois que les couches supérieures de la crête pliocène qui forment la lisière Nord du Sahara se composent de poudingue à galets de calcaire crétacé ou nummulitique et à gangue généralement sableuse et jaunâtre, mais parfois blanche et gypso-calcaire. Dans ce dernier cas, le poudingue pliocène est identique d'aspect au poudingue quaternaire. Une seule observation locale pourrait donc induire en erreur sur l'âge véritable de ces poudingues, et c'est par une étude approfondie des diverses circonstances du gisement qu'on arrive à une opinion motivée sur cet âge.

« Après la retraite des eaux sahariennes, le manteau de poudingue quater-

⁽¹⁾ La carte géologique de Tissot y distingue du Suessonien, du Crétacé supérieur et du Crétacé moyen. (Voir plus haut, 1^{re} Partie, chap. I, § 1, III.)

naire a été découpé par les torrents qui se précipitaient de la cime du Djebel Ahmar-Khaddou, et dont le lit s'est creusé plus ou moins profondément dans le Pliocène. Il s'est formé alors une série de dépôts d'alluvions anciennes étagés à différents niveaux. Chaque étage correspond à un régime spécial des eaux courantes, et, par suite, indique une certaine permanence dans les causes qui l'ont produit. Le dépôt alluvien qui en est résulté est souvent un poudingue identique d'aspect au poudingue saharien. On observe ces faits dans la vallée de l'Oued el-Arab, qui est une des plus considérables de la lisière Nord du Sahara. A leur débouché dans cette vaste plaine, les torrents du Djebel Ahmar-Khaddou ont laissé des cônes de déjection plus ou moins prononcés et des alluvions argilo-sableuses qui sont d'une très grande fertilité. »

La description de Ville est accompagnée d'une série intéressante de coupes géologiques, relevées entre Biskra et Kangha-Sidi-Nadji, et indiquant nettement les dispositions stratigraphiques du terrain pliocène d'eau douce et des poudingues et alluvions quaternaires le long de cette partie de la lisière Nord du Sahara, soit sur une centaine de kilomètres de l'Ouest à l'Est. La figure 6 de la planche XXV reproduit une de ces coupes, celle qui passe par Kangha-Sidi-Nadji. La figure 3 bis de la planche XI donne, d'autre part, une coupe à petite échelle passant par le Djebel Zemmari, au travers du bassin du Srah-ntâa-Chicha, à une dizaine de kilomètres à l'Est de Biskra.

Complétons maintenant l'aperçu qui précède, en traitant les principales questions que comporte l'étude de ces formations pliocènes et quaternaires d'eau douce de la lisière Nord du bas Sahara algérien et de la plaine septentrionale du chott Melrir.

I. TERRAIN PLIOCÈNE D'EAU DOUCE DE LA LISIÈRE NORD DU BAS SAHARA ALGÉRIEN.

Extension et puissance. — Après Ville, Tissot a décrit le terrain pliocène d'eau douce de la lisière Nord du bas Sahara algérien sous le nom de *terrain lacustre du Nord de Biskra*, et la carte géologique de cet auteur indique son extension non seulement à l'Est, vers la Tunisie, mais encore au Nord, sur les hauts plateaux du Sud des provinces de Constantine et d'Alger⁽¹⁾.

« Il forme, dit Tissot, une grande bande qui, sur la frontière tunisienne, s'étend, d'une manière plus ou moins discontinue, de Négrine à Bahirt-el-Erneb, au Sud de Tebessa; qui longe le pied Sud de l'Aurès, en poussant des promontoires dans les vallées et les érosions de ce massif montagneux; puis qui gagne la frontière de la province d'Alger, après avoir suivi le bord septentrional du Hodna dans toute sa longueur. Son promontoire le plus septentrional est au Nord-Ouest de Ngaous, et l'on en trouve aussi un lambeau tout à fait isolé surmontant les marnes à *Ostrea crassissima*, dans le Djebel Tagratin, contrefort méridional de la chaîne du Bou-Arif, à peu près à égale distance entre Batna et Chemora.

⁽¹⁾ J. Tissot. — Carte géologique provisoire au 1/100000 de la province de Constantine et du cercle de Bou-Saada, avec texte explicatif, 1881.

« Ce terrain joue aussi un certain rôle dans les constitutions des plateaux élevés qui séparent le Hodna et les Zahrez du Sahara. »

Tissot y fait deux subdivisions, de même que Ville : les « marnes et grès lacustres inférieurs, avec gypse, des chebka du Nord du Hodna et du Sahara », et les « poudingues lacustres constituant les dernières couches des chebka du Nord du Hodna et du Sahara ».

L'étage supérieur, essentiellement de transport, que je désignerai par t^2 , présente une épaisseur d'au moins 120 mètres sur les flancs des terrasses du Srahmtâa-Chicha (pl. XI, fig. 3 bis). L'étage inférieur, de nature mixte, lacustre et clysmienne, que je désignerai par l_1 , doit avoir une puissance tout au moins comparable et sans doute notablement supérieure.

Un sondage de recherche fut pratiqué, sans résultat d'ailleurs, par Fournel, en 1847-1848, auprès de l'ancienne Kasba du vieux Biskra (pl. VIII), et la coupe de ce sondage, telle qu'elle résulte de renseignements assez incomplets, est figurée sur la planche XX à l'extrémité Nord du profil longitudinal. L'épaisseur des terrains traversés est de 81 m. 65 ; on a d'abord rencontré 7 m. 40 d'alluvions, puis quelques mètres de sables et poudingues, appartenant à l'étage t^2 , et tout le reste de la coupe, en marnes avec niveaux calcaires et avec intercalations de poudingues, appartient à l'étage l_1 , dont on est loin sans doute d'avoir atteint la base (pl. XXV, fig. 4).

A l'Ouest de Biskra, j'ai dit que la même formation pliocène d'eau douce règne dans tout le Zab occidental, mais qu'elle est généralement masquée par une couche superficielle d'alluvions quaternaires. Quand on la voit affleurer dans les sillons d'érosions, ou qu'on y pénètre en creusant des puits, on reconnaît les couches de l'étage fluvio-lacustre l_1 , l'étage supérieur de transport t^2 ayant été en grande partie enlevé par les dénudations quaternaires. Ainsi, les puits ordinaires à bascule, profonds de 4 mètres en moyenne, que l'on creuse à la main dans la région d'El-Amri, traversent 1 mètre d'alluvion (*terre végétale*), 1 m. 20 de gypse rocheux (*debdeb*), environ 1 m. 5 de marne grasses (*terre à savon*), gypsifère et salifère, et 0 m. 20 à 0 m. 30 de marnes avec cailloux roulés ; au-dessous se trouve une nappe aquifère assez abondante, dans des sables avec cailloux roulés. Dans la même région, les cinq sondages d'El-Amri, profonds l'un de 49 m. 70 et les autres d'une vingtaine de mètres, et le sondage de Foughala, profond de 49 m. 66, ont traversé, au-dessous de la couche d'alluvion, des alternances d'argiles et de marnes, avec intercalations sableuses et avec lits de cailloux roulés ; le gypse en cristaux est fréquent et prédomine à certains niveaux ; de plus, on remarque plusieurs bancs de calcaires d'eau douce, tufacés ou compacts. La coupe des terrains varie, d'ailleurs, d'un sondage à l'autre, les couches changeant latéralement de composition et formant souvent des lentilles de dimension assez restreintes.

Au Sud et à l'Ouest du Zab occidental, le sol change, l'alluvion argilo-sableuse cesse, la carapace gypso-calcaire du plateau saharien apparaît sur les

bords de l'Oued Djeddi et à l'Ouest de Lioua : cette carapace règne dès lors tant vers le Sud que vers l'Ouest, et l'on passe ainsi insensiblement à la formation précédemment décrite des atterrissements anciens du Sahara, formation qui n'est autre que le prolongement du terrain pliocène d'eau douce de Biskra ⁽¹⁾.

Au Sud même de Biskra, nous avons vu que le prolongement de ce terrain pliocène avait été constaté, sans doute possible, au sondage de Tahir-Rashou, profond de 102 mètres (pl. XX), et que la série des couches traversées appartenait à l'étage fluvio-lacustre *l* (ou *l*₁), sauf les 15 premiers mètres, qui correspondent à l'étage supérieur de transport *t*^{2b} (ou *t*^{2c}). Pour ce qui est de ce dernier étage *t*^{2c}, on remarquera la diminution très notable et rapide d'épaisseur qu'il présente à peu de distance de la lisière Nord du Sahara, où il avait 120 mètres, tandis qu'il n'a plus que 15 mètres à Tahir-Rashou (pl. XI, fig. 3 et 3 bis) : de semblables variations d'épaisseur n'ont, d'ailleurs, rien d'anormal pour une formation de transport et s'observent couramment dans ce genre de dépôts. Ajoutons qu'ici les dénudations quaternaires peuvent avoir contribué à diminuer encore l'épaisseur de l'étage *t*^{2c}.

De même, dans tout le Zab oriental, le Pliocène d'eau douce, qui constitue les terrasses du pied de l'Aurès, se poursuit au loin vers le Sud et forme le sous-sol de l'immense plaine d'alluvions qui descend vers le chott Melrir. L'étage supérieur *t*^{2c} a été dénudé; mais l'étage lacustre *l* apparaît au fond des sillons d'érosion des cours d'eau actuels, quand l'érosion a été suffisante pour entailler la couche d'alluvion sur toute son épaisseur. Ainsi, Ville a noté à Zeribet-el-Oued, au bas des berges de l'Oued el-Arab, la présence de marnes sableuses et gypseuses, qu'il a reconnues comme appartenant au Pliocène lacustre de Biskra; leurs couches plongent vers l'intérieur du bassin.

Plus au Sud, à une quarantaine de kilomètres de la limite septentrionale de la plaine, un sondage de recherche pratiqué en 1857 près de la petite oasis d'El-Faid, dans le delta de ce même Oued el-Arab, est allé, sans rencontrer d'eau jaillissante, jusqu'à 156 m. 17, ce qui est la plus grande profondeur atteinte jusqu'à ce jour par les forages du Sahara. Ce sondage a traversé d'abord 8 mètres de terre végétale, puis une série de nombreuses et puissantes alternances de marnes grises ou jaunes, plus ou moins gypseuses, et de sables et grès quartzeux, plus ou moins durs. C'est encore la même nature de terrain que celle qui constitue l'étage lacustre *l* de la lisière Nord du Sahara; c'est le prolongement du même étage, avec une composition tendant à se rapprocher de celle de l'étage lacustre *l* de l'Oued Rir'. Sa puissance devient ici considérable, et il est probable, en effet, que cette formation lacustre atteint son maximum de puissance à l'emplacement du chott Melrir actuel ou au Nord du chott.

⁽¹⁾ L'extension du Pliocène d'eau douce de Biskra vers le Sud ne saurait apparaître sur la carte géologique de Tissot, puisque ce géologue, de même que Ville, considérait tous les atterrissements sahariens comme postérieurs et quaternaires.

Nature fluvio-lacustre et âge pliocène. — La nature fluvio-lacustre de cette formation de la lisière Nord du Sahara a été reconnue par tous les géologues qui l'ont successivement étudiée et décrite, MM. Coquand, Ville, Pomel, Tissot, Thomas, etc., et moi-même. On y a recueilli des coquilles terrestres et d'eau douce, savoir : des *Helix*, ainsi que des *Mélanies*, *Mélanopsides*, *Paludines*, etc.

Les *Helix* sont importantes à signaler, car elles donnent une indication sérieuse sur l'âge de la formation.

Ce sont de belles Hélices de grosse taille, à test très épais et à bouche fortement dentée, appartenant à une espèce spéciale, qui a été décrite par Bayan sous le nom d'*Helix Tissoti*⁽¹⁾.

Il y a longtemps déjà que cette *Helix* fut découverte par Fournel dans le Hodna, près de Barika, au Coudiat el-Asfeur. Elle fut trouvée ensuite par Tissot au Nord de Biskra, dans la plaine d'El-Outaya, et, à l'Est, dans le voisinage des oasis de Khanga-Sidi-Nadji et de Négrine.

Elle se place dans l'étage inférieur l_1 du terrain fluvio-lacustre de Biskra.

L'*H. Tissoti* est du même type que les *Helix* si caractéristiques que nous avons déjà signalées plus haut dans la formation fluvio-lacustre du Polygone d'Artillerie de Constantine, c'est-à-dire dans le Mio-pliocène de M. Thomas⁽²⁾. Il est vrai que l'*H. Tissoti*, plus grosse et plus épaisse, a vécu dans des conditions de milieu différentes; mais la communauté de type n'en indique pas moins une relation d'âge assez intime entre cette *Helix* et les *Helix* du Polygone d'Artillerie.

Aussi M. Thomas considère-t-il également comme Mio-pliocène la partie inférieure du terrain fluvio-lacustre de Biskra : « les argiles et marnes sableuses gypsifères, rouges, grises et vertes, qui reposent directement sur les marnes miocènes à *Ostrea crassissima*, » autrement dit notre étage inférieur l_1 . Cette assimilation, basée sur la comparaison des faunes malacologiques, est encore confirmée par l'analogie de facies minéralogique; car « la formation mio-pliocène de Biskra ne diffère de ses congénères du Polygone d'Artillerie et de Smendou que par la coloration plus bariolée et plus vive de ses couches, où le rouge et le vert dominant; les unes et les autres sont lardées de cristaux hémitropiques de gypse », etc.

Je reviendrai dans le chapitre suivant sur le synchronisme des formations pliocènes d'eau douce de l'Atlas, du terrain fluvio-lacustre de Biskra et des atterrissements anciens du Sahara, et je montrerai la correspondance des principaux étages de ces grandes formations d'eau douce du Nord et du Sud⁽³⁾. Mes conclusions, en ce qui concerne spécialement le terrain fluvio-lacustre de Biskra, seront que l'étage inférieur l_1 est Pliocène inférieur (plutôt que Mio-pliocène) et l'étage supérieur l_2^e Pliocène supérieur.

⁽¹⁾ *Journal des Mines*.

⁽²⁾ Ph. Thomas. — Recherches stratigraphiques et paléontologiques sur quelques formations d'eau douce de l'Algérie (*Mémoires de la Société géologique de France*, 1884).

⁽³⁾ Deuxième partie, chap. II, § 1, IV, et § 3, I.

Considérations stratigraphiques. — Les terrasses pliocènes qui bordent la lisière Nord du Sahara s'appuient en pleine discordance de transgressivité sur la série des terrains tertiaires et crétacés qui constituent les contreforts méridionaux de l'Aurès, et l'on s'en rend compte de suite à l'inspection de la carte géologique de Tissot. En effet, les couches pliocènes d'eau douce reposent tantôt sur les couches miocènes à *O. crassissima*, comme au Djebel Zemhari (pl. XI, fig. 3 bis), dans la plaine d'El-Outaya, etc., tantôt sur le Suessonien, comme à Khanga-Sidi-Nadji (pl. XXV, fig. 6), à Sidi-Oghab, etc., ailleurs sur le Sénonien, comme à Garta, à Sidi-Khelil, etc., ou encore sur le Turonien ou le Cénomaniens, comme à Biskra (pl. VIII et pl. XXV, fig. 4).

De plus, une discordance tranchée de stratification apparaît presque toujours entre les couches pliocènes d'eau douce et les terrains tertiaires ou crétacés du massif montagneux de l'Aurès; car le soulèvement principal et les grands plissements de l'Atlas ont eu lieu après le dépôt des molasses marines à *O. crassissima* et avant le dépôt des formations fluvio-lacustres en question.

Enfin, les couches pliocènes ont été elles-mêmes fortement redressées, après leur dépôt, contre le massif de l'Aurès. On peut dire, d'une manière générale, qu'elles présentent un plongement fort net vers le Sud le long de la lisière Nord du Sahara, du moins à l'Est de Biskra et sur plus de 100 kilomètres dans cette direction.

C'est en raison de cette inclinaison très apparente des couches du terrain fluvio-lacustre de Biskra que la plupart des géologues, sauf toutefois Coquand, avaient pensé que la formation considérée plongeait au Sud sous les atterrissements sahariens, lesquels étaient considérés, par suite, comme d'âge postérieur. C'est ce que Tissot exprimait en disant que «le terrain lacustre du Nord de Biskra est recouvert, avec discordance de stratification, par les couches à *Cardium edule*, au Sud», et, sous la dénomination de couches à *Cardium edule*, Tissot entendait tout l'ensemble des atterrissements sahariens, y compris les atterrissements anciens.

Incidemment, je ferai observer que cette dernière dénomination est impropre, d'abord parce que les atterrissements anciens du Sahara ne renferment pas de *Cardium edule*, sauf dans leurs niveaux supérieurs, et ensuite parce que ce fossile ne saurait suffire à caractériser un terrain d'âge défini (c'est un point sur lequel je reviendrai).

Quant à l'hypothèse d'après laquelle le terrain lacustre du Nord de Biskra serait recouvert par les atterrissements anciens du Sahara, elle n'est nullement démontrée par l'inclinaison des assises fluvio-lacustres au pied du massif de l'Aurès, comparée à l'horizontalité des atterrissements dans la plaine saharienne. Indépendamment des autres raisons qui contredisent cette hypothèse, je ferai remarquer que les faits stratigraphiques que l'on observe ici s'expliquent tout naturellement par un relèvement des couches le long de la lisière Nord du Sahara, et comme conséquence d'un mouvement d'exhaussement du massif mon-

tagneux par rapport à la plaine saharienne ou d'un mouvement d'abaissement de la plaine par rapport à la montagne.

En effet, on se trouve ici au bord d'un massif fortement soulevé et plissé, dans une zone limite où les terrains crétacés et suessoniens qui forment l'ossature générale de ces régions, tant au Nord qu'au Sud, sont littéralement hachés de cassures et de failles, ainsi que l'on peut s'en rendre compte, par exemple, d'après l'essai de coupe théorique de Biskra au col de Sfa donnée par la figure 4 de la planche XXV⁽¹⁾. Cette zone intermédiaire entre la montagne et la plaine est évidemment une de celles qui ont dû offrir le moins de résistance et ont pu jouer le plus facilement, sous l'effet des actions mécaniques qui ont achevé graduellement l'exhaussement de l'Atlas, même après son soulèvement principal et l'affaissement du bas Sahara par rapport à l'Atlas.

Les déplacements relatifs et les failles qui en sont résultés dans les terrains crétacés et suessoniens sous-jacents ont été accompagnés forcément de mouvements corollaires dans les terrains fluvio-lacustres superposés, et ceux-ci présentent parfois eux-mêmes des dislocations et des failles, très apparentes à la surface, ainsi qu'en témoigne la coupe relevée par Coquand sur la rive gauche de l'Oued Biskra (pl. XXV, fig. 5). En général, les couches pliocènes d'eau douce ont été simplement ployées, avec soulèvement de terrasses au Nord et avec plongement des assises vers le Sud, conformément à la coupe type donnée par la figure 3 bis de la planche XI.

D'après cette coupe, j'évalue à 200 mètres environ l'amplitude du soulèvement post-pliocène, à une dizaine de kilomètres à l'Est de Biskra.

A Biskra même, les faits sont moins nets. Le Pliocène d'eau douce constitue les terrasses découpées qui règnent entre le Djebel Bourzel et l'oasis (voir la carte géologique de l'oasis de Biskra et de ses environs, pl. VIII); mais il a subi de fortes dénudations et se trouve souvent accompagné de poudingues quaternaires. A partir du pied de ces terrasses, les alluvions quaternaires et modernes recouvrent la plaine, et le Pliocène n'apparaît plus, sauf quelques témoins isolés d'érosion, émergeant çà et là, tels que le monticule sur lequel était construite la vieille Kasba de Biskra.

A l'Ouest de Biskra, dans le Zab occidental, on ne voit plus qu'une plaine, en alluvions quaternaires, s'étendant avec uniformité ou avec de légères ondulations, jusqu'au pied même des reliefs crétacés et suessoniens, au Nord. Quant au Pliocène sous-jacent, il n'affleure plus, avons-nous dit, qu'accidentellement à la surface, dans certains plis de terrain, et il devient alors difficile de préciser l'allure stratigraphique de ses couches; cependant les indications sont suffisantes pour montrer que le redressement observé à l'Est de Biskra n'est plus aussi brusque à l'Ouest et se réduit de ce côté à un soulèvement moins important.

⁽¹⁾ La ligne suivant laquelle est faite cette coupe aurait dû être tracée sur la planche VIII et a été omise.

II. DÉPÔTS QUATERNAIRES DU NORD DU SAHARA ALGÉRIEN ET DE LA RÉGION DU MELRIR.

Poudingues et alluvions quaternaires.

On a vu qu'à l'Est de Biskra, le terrain pliocène d'eau douce, après avoir été redressé le long du pied méridional de l'Aurès, avait été ensuite fortement dénudé, puis recouvert d'un dépôt torrentiel de transport, épais de 4 à 5 mètres. Il y a discordance tranchée de stratification entre ce dernier manteau de transport, qui se retrouve avec une pente peu différente de celle sous laquelle il s'est déposé⁽¹⁾, et les couches de terrain pliocène sous-jacent, qui ont été parfois relevées jusqu'à la verticale. Aussi était-il naturel de placer à ce niveau de démarcation la division entre les formations pliocènes et quaternaires de la lisière Nord du bas Sahara⁽²⁾, et, en effet, le manteau de transport considéré correspond évidemment aux dépôts diluviens qui, sur les hauts plateaux et dans les vallées de l'Atlas, représentent le Quaternaire ancien⁽³⁾.

La discordance entre les poudingues quaternaires anciens et les couches pliocènes diminue, d'ailleurs, rapidement vers le Sud : le plongement de celles-ci devient de moins en moins fort à mesure qu'on s'éloigne de la zone de dislocation du pied de l'Aurès, jusqu'à concorder avec la pente douce de la couche de transport superposée. Dès lors, l'analogie de composition des deux terrains rend leur distinction pratiquement impossible.

Ensuite survinrent, dans la série des temps quaternaires, d'autres phénomènes d'érosion qui entaillèrent les formations précédentes et achevèrent graduellement le creusement des vallées de l'Atlas et du Sahara. Ils furent eux-mêmes accompagnés du dépôt d'une série d'alluvions anciennes : poudingues étagés sur les flancs des vallées, comme dans l'Oued el-Arab, à la lisière Nord du Sahara; alluvions étalées à la surface des plaines, où la dénudation devenait générale, telles que les alluvions sableuses du Zab occidental, épaisses de 1 à 2 mètres, en général, et que les alluvions limoneuses de la plaine septentrionale du chott Melrir, pouvant dépasser 8 et 10 mètres en épaisseur.

Le limon de la plaine du Melrir semble relativement récent et doit s'être déposé vers la fin des temps quaternaires; d'après sa nature et son extension, il évoque l'idée de phénomènes de ruissellement sur les pentes, qui seraient intervenus dans sa formation et sa distribution. Il est argilo-sableux, brun clair, fin, homogène. Il recouvre cette plaine immense d'une manière continue et uniforme. Il constitue les berges des cours d'eau actuels, qui l'ont raviné en der-

⁽¹⁾ La pente naturelle de ce dépôt torrentiel de transport a pu être légèrement augmentée au pied de l'Atlas par suite de mouvements ultérieurs.

⁽²⁾ A l'Ouest de Biskra, d'après ce qui précède, le niveau de démarcation entre les couches pliocènes d'eau douce et les poudingues et alluvions quaternaires n'est plus tracé nettement comme à l'Est.

⁽³⁾ Voir plus loin, Deuxième partie, chap. II, § 3, I.

nier lieu et sillonnent la plaine du Nord au Sud. Ce limon est d'une remarquable fertilité, quand il peut être irrigué, par exemple, dans le delta terminal de l'Oued el-Arab.

De même, les alluvions quaternaires du Zab occidental donnent des terres végétales d'excellente qualité, qui ne sont pas salées, comme sont le plus souvent les terres de l'Oued Rir'.

Gour à *Cardium edule* du Chott Melrir.

M. H. Le Châtelier a signalé et décrit des gour intéressants sur les bords mêmes du chott Melrir, à l'Ouest et au Nord⁽¹⁾. Ce sont de petits gour, qui n'ont que 10 mètres et dont les plates-formes supérieures se trouvent à la cote de — 10 environ; ils présentent, au sommet, une croûte de 50 centimètres de gypse semi-compact et, au-dessous, des lits alternants de sables salifères, blancs et jaunes, et de marnes calcaires, vertes et brunes, avec cristaux de gypse. A mi-hauteur, dans un banc mince de sable blanc, se trouve un niveau fossilifère, où les coquilles de *Cardium edule* sont en très grande abondance.

J'ai indiqué plus haut⁽²⁾, d'après M. Tournouër⁽³⁾, les deux variétés principales que présentent ces *Cardium* des gour du chott Melrir : variété solide (pl. XXVIII, fig. 20), et variété fragile (pl. XXVIII, fig. 21 et 22).

De même, au Sud des chotts, à Sif-el-Menadi, on rencontre, d'après les indications que je tiens de M. le sous-lieutenant Clottu, Directeur actuel de l'atelier militaire des sondages de l'Oued Rir', des gour et des terrasses d'une hauteur d'environ 7 mètres, qui bordent de ce côté le chott Si-Radouan, dépendance méridionale du chott Melrir (pl. XIX). Ces reliefs sont en marnes et argiles rougeâtres, avec niveaux sableux vers le bas, et leurs plates-formes supérieures sont formées d'une croûte gypso-calcaire blanche, qui se trouve littéralement pétrie de coquilles de *Cardium edule* : c'est une véritable luma-chelle, dont j'ai eu de beaux échantillons entre les mains. Ce sont toujours, d'ailleurs, les mêmes *Cardium*.

Ces couches à *C. edule* des bords immédiats du chott Melrir ne me semblent pas devoir être considérées comme appartenant aux atterrissements anciens, et elles représentent, à mon sens, une formation postérieure⁽⁴⁾.

En effet, les grands phénomènes de dénudation qui, au début de la période

⁽¹⁾ H. Le Châtelier. — La mer saharienne (*Revue scientifique*, 6 janvier 1877).

⁽²⁾ Deuxième partie, chap. I, § 1, II.

⁽³⁾ Tournouër. — Sur quelques coquilles marines recueillies par divers explorateurs dans la région des chotts sahariens (*Association française pour l'avancement des sciences*, 1878).

⁽⁴⁾ Il est vrai que j'ai indiqué moi-même les couches à *C. edule* des environs d'Oum-el-Thiour comme appartenant au niveau supérieur des atterrissements anciens. Mais les monticules à *C. edule* que j'ai observés, pour ma part, à l'Est d'Oum-el-Thiour, et qui sont décrits plus haut (§ 4, I), ne me paraissent pas correspondre aux gour et terrasses des bords immédiats du chott Melrir dont il s'agit ici, autant que je peux juger de ces derniers sans les avoir vus moi-même et d'après les descriptions qui en ont été données.

quaternaire, se sont produits aux dépens des atterrissements anciens et dont nous avons vu si clairement les traces à la lisière Nord du Sahara, ont été forcément accompagnés de phénomènes correspondants de remblaiements sur les pentes et surtout dans les dépressions, où s'accumulaient les matériaux détritiques. Or, à partir du soulèvement post-pliocène de la lisière Nord, les parties les plus basses du bassin du bas Sahara algérien n'ont cessé de se trouver à l'emplacement actuel du chott Melrir et des régions voisines, que devait recouvrir un grand lac pendant la première phase de la période quaternaire. Les couches marno-lacustres à *C. edule* dont il vient d'être question représentent évidemment les derniers dépôts qui se sont formés au sein des eaux tranquilles de ce grand lac; c'est pourquoi je les considère comme d'âge quaternaire ancien, en les plaçant, dans la série des formations de cette période, à peu près au même niveau que le manteau de transport qui repose en discordance sur le Pliocène relevé à la lisière Nord⁽¹⁾; je les placerais même plutôt à un niveau légèrement supérieur.

Les érosions qui ont ensuite dénudé ces couches à *C. edule* et isolé les gour et les terrasses des bords immédiats du chott Melrir correspondent à l'achèvement du creusement des vallées et des cuvettes de chotts, sous l'effet du retrait général des eaux qui a marqué la période de transition entre le Quaternaire ancien et le Quaternaire récent.

APPENDICE I.

MOLLUSQUES TERRESTRES DE LA SURFACE DU SAHARA.

Je mentionnerai ici les mollusques terrestres, subfossiles ou vivants, que l'on rencontre à la surface du Sahara. Ceux que j'ai recueillis le long de notre itinéraire, et qui sont figurés sur la planche XXVIII, appartiennent aux espèces suivantes de Gastéropodes : *Leucochroa candidissima*, Draparnaud (fig. 2); *Helix amanda*, Bourguignat (fig. 3); *Helix illibata*, Parreys (fig. 4); *Helix melanostoma*, Draparnaud (fig. 5); *Bulimus decollatus*, Linné (fig. 6). La première et la dernière sont les plus répandues.

J'ai observé que ces coquilles terrestres étaient surtout fréquentes dans le Nord et dans l'Est du Sahara algérien et qu'elles devenaient rares au contraire vers le Sud et vers l'Ouest; ainsi elles sont très rares dans la région d'El-Goléa.

APPENDICE II.

MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION ENTRE BISKRA ET OUARGLA.

Les matériaux de construction de bonne qualité sont très rares dans les régions d'atterrissement du bas Sahara, et les régions traversées par le futur chemin de fer de Biskra à Ouargla se trouvent fort médiocrement dotées à cet égard, sauf aux deux extrémités de la ligne.

⁽¹⁾ Voir plus loin le tableau des formations quaternaires et pliocènes d'eau douce du bas Sahara algérien (Deuxième partie, chap. II, § 3, I).

A la lisière Nord du bas Sahara, les calcaires crétacés et suéssoniens des montagnes voisines peuvent fournir en abondance des moellons, des pierres de taille et aussi des pierres à chaux; on peut citer, à Biskra, les carrières ouvertes depuis longtemps dans les calcaires turoniens qui forment les crêtes rocheuses situées près de la ville, à l'Ouest (pl. VIII). De plus, on peut utiliser dans les constructions les galets et cailloux roulés, de grosse et moyenne dimension, que présentent les poudingues pliocènes et quaternaires de cette partie du Sahara ou les alluvions des oueds qui descendent de l'Atlas.

Mais, au Sud de Biskra, ces ressources font défaut. Les indigènes des oasis emploient alors pour leurs maisons des briques crues, faites avec les terres plus ou moins convenables dont on dispose suivant les localités (parfois avec mélange de paille hachée), et simplement séchées au soleil (*toub*). Ces briques ne sont le plus souvent liées entre elles qu'au moyen de terre grasse ou de plâtre très commun.

En maint endroit de l'Oued Rir', il existe, à certains affleurements de l'étage lacustre *l*, des argiles ou marnes sableuses qui donneraient, à la cuisson, des briques de bonne qualité; les broussailles noueuses des steppes environnantes pourraient fournir le combustible nécessaire, mais en quantité généralement fort limitée. D'autre part, le gypse est abondant, et, par places, on obtiendrait sans doute des plâtres suffisamment purs.

La carapace gypso-calcaire du petit désert de Morran et du plateau saharien qui s'étend à l'Est de l'Oued Rir' (pl. III) peut donner des moellons de résistance médiocre, mais utilisables, faute de mieux. A Tougourt, j'ai noté des carrières pour moellons, ouvertes dans le banc de gypse terreux et parfois rocheux qui forme le sol des environs.

A Ouargla, les grès de l'étage supérieur de transport *t*^{2a} donnent d'assez bons matériaux de construction, quand ils sont bien agglutinés et durcis par le ciment calcaire. C'est avec des grès semblables, pris sur place, qu'a été bâtie la Kasba de Ba-Mendil.

Les travertins de Ouargla, qu'on n'utilise guère jusqu'à ce jour, fourniraient, certaines couches du moins, la meilleure pierre pour bâtiment dans cette région. J'ai dit qu'ils se présentaient en assez grande quantité auprès de la ville (pl. VII), où ils seraient d'une exploitation facile et où l'on pourrait ouvrir plusieurs carrières.

Pour ce qui est enfin des bois de construction, on n'a sur place, dans toutes ces régions, que les troncs de palmiers. Le bois du palmier est formé de filaments, enchevêtrés les uns dans les autres et soudés par de la cellulose; il est résistant à la flexion, mais peu dur et difficile à équarrir, quand il s'agit de vieux palmiers, les seuls qu'on puisse raisonnablement songer à abattre pour cet usage. Avec des arbres de vingt-cinq à trente ans, il est vrai, on peut faire d'excellents madriers pour les constructions soignées; mais le mieux serait alors de faire venir, même à dos de chameau, des bois de cèdre de l'Aurès.

CHAPITRE II.

ETUDE D'ENSEMBLE SUR LES ATERRISSEMENTS DU SAHARA.

La présente étude porte principalement sur les atterrissements du Sahara algérien, où ce genre de formation est le mieux connu et présente, d'ailleurs, son plus grand développement et les séries d'étages les plus complètes. Mais les conclusions générales auxquelles nous serons conduits s'appliquent également aux atterrissements que l'on rencontre dans d'autres régions de la zone saharienne.

Préliminaires sur les périodes miocène et pliocène dans le Sahara algérien et tripolitain. — Le Sahara algérien et tripolitain ne présente aucune formation marine postérieure aux terrains crétacés — avec complément de terrain suessonien dans le Sahara algérien —, terrains que nous avons décrits dans la première partie de cet ouvrage.

On ne trouve plus ensuite, à la surface de ces vastes régions, que des formations fluvio-lacustres, de nature continentale.

La plus ancienne est la formation des grès, poudingues et marnes d'El-Kantara ⁽¹⁾ et de Brizina ⁽²⁾, qui se place stratigraphiquement au-dessous de l'*Helvétien* ou Miocène moyen, et qui doit correspondre à l'étage *Cartennien* ou Miocène inférieur de M. Pomel ⁽³⁾; c'est l'équivalent des molasses d'eau douce que l'on trouve de même en Suisse ⁽⁴⁾, avec une évidente analogie, au-dessous des molasses marines de l'*Helvétien*. Mais, dans le Sahara algérien, il ne reste que quelques lambeaux isolés de cette formation fluvio-lacustre, à la lisière Nord de la plaine (pl. IV); plus au Sud, elle a été complètement enlevée par les dénudations ultérieures.

Puis on passe brusquement à la grande formation des atterrissements sahariens, en majeure partie d'âge pliocène et le restant d'âge quaternaire : formation qui est aussi remarquable par sa puissance que par son extension, et à laquelle est consacrée cette deuxième partie du Rapport géologique.

Ainsi le Sahara algérien et tripolitain n'offre rien à sa surface qui corresponde aux molasses marines qui, pendant le Miocène moyen, se sont déposées à l'emplacement actuel de l'Atlas algérien ⁽⁵⁾, et les dépôts fluvio-lacustres ou même

⁽¹⁾ Voir ci-dessus, Première partie, chap. I, § 1, II.

⁽²⁾ Voir ci-dessus, Première partie, chap. I, § 1, I.

⁽³⁾ Le niveau fluvio-lacustre du Miocène inférieur ne semble pas représenté à l'Est du Sahara algérien, dans le Sahara tripolitain. Mais on le retrouve au delà, dans le Nord du désert libyque, où nous avons signalé, près des oasis de Siouah, une formation de calcaires d'eau douce se plaçant au-dessous de l'*Helvétien* (Première partie, chap. II, § 3, III).

⁽⁴⁾ Étage *Langhien* de M. Mayer.

⁽⁵⁾ Ainsi que, d'autre part, dans le Nord du Sahara oriental (Première partie, chap. II, § 3 et § 4).

marins qui ont pu s'y former pendant cette période se trouvent avoir été tantôt enlevés par les grandes dénudations qui ont préludé à la formation des atterrissements pliocènes, tantôt recouverts par ces atterrissements. Dans ces conditions, il est difficile de dire positivement jusqu'où la mer des molasses s'avancait vers le Sud.

A mon sens, tout le Sahara algérien et tripolitain était déjà émergé, sauf peut-être un petit golfe dans le Nord du Sahara de Constantine, alors que les eaux de la mer du Miocène moyen occupaient encore une grande partie de l'emplacement actuel de l'Atlas. Quant au massif de l'Atlas, son émergence définitive fut bien postérieure à celle du Sahara algérien, et elle n'eut lieu qu'à la fin du Miocène moyen, après le dépôt des molasses à *Ostrea crassissima*, époque de laquelle date également le système des principaux ridements de ce massif montagneux. Dès lors, la mer se trouva rejetée au pied Nord de l'Atlas, auquel des mouvements ultérieurs et successifs d'exhaussement achevèrent de donner son relief actuel, tandis que des mouvements inverses d'affaissement dans le Sahara algérien augmentaient encore le relief du massif atlantique par rapport à la plaine saharienne (pl. X, fig. 1). Et, en effet, on ne trouve plus de formation marine que sur le revers Nord du massif montagneux; mais les hauts plateaux et le versant saharien ne présentent plus ensuite que des atterrissements continentaux, lesquels se relient aux atterrissements de même nature du Sahara.

Parmi les formations marines du littoral qui sont postérieures au soulèvement principal de l'Atlas, M. Pomel a distingué⁽¹⁾ un étage *Sahélien* ou Miocène supérieur (*Tortonien* des géologues italiens, en y comprenant le *Plaisantien*), un étage *Pliocène* (*Astien*), et d'anciennes plages soulevées d'âge *Quaternaire ancien*. Les dépôts sahéliens et pliocènes se trouvent parfois relevés à des altitudes notables, ce qui indique les exhaussements graduels de l'Atlas depuis son émergence; mais ils restent toujours confinés sur le versant méditerranéen du massif, sans jamais paraître sur les hauts plateaux. Quant aux dépôts quaternaires dont on constate l'existence tout le long de la côte barbaresque, leurs altitudes, d'ailleurs variables, ne dépassent que rarement une trentaine de mètres.

D'autre part, les terrains fluvio-lacustres d'atterrissement qui se sont déposés sur les hauts plateaux et dans le Sahara, à partir de l'émergence définitive de l'Atlas, ont reçu des géologues algériens différentes dénominations qui prêtent à la confusion et manquent même souvent d'exactitude. Ainsi on les désigne couramment encore sous le nom de *terrains quaternaires des hauts steppes et du Sahara* — dénomination que nous ne saurions conserver pour l'ensemble de ces formations, aujourd'hui que nous savons que leur masse principale est non pas d'âge quaternaire, mais d'âge pliocène, et même a commencé à se déposer dans une période de transition entre le Miocène et le Pliocène.

⁽¹⁾ A. Pomel et J. Pouyanne. — Carte géologique provisoire des provinces d'Alger et d'Oran, à l'échelle du $\frac{1}{100000}$, avec texte explicatif.

Préliminaires sur les atterrissements de l'Atlas et du Sahara algérien. — Bien que les formations d'atterrissement de l'Atlas et du Sahara algérien présentent une série fort complexe de dépôts successifs, nous avons vu qu'on peut y faire deux grandes divisions.

La première, qui est précisément la division pliocène, comprend le groupe le plus important, celui des *atterrissements anciens*, auxquels M. Pomel a donné aussi le nom de *terrain Subatlantique*. Pour ma part, je préfère les désigner sous le nom de *terrain Saharien* : cette dénomination, déjà proposée par Ville ⁽¹⁾, et récemment adoptée par M. Péron ⁽²⁾, me paraît, en effet, s'appliquer mieux que toute autre à une formation qui présente son principal développement au Sahara, et il y a lieu de l'adopter définitivement.

La seconde division comprend les atterrissements postérieurs ou *quaternaires* proprement dits, auxquels font suite les alluvions *modernes*.

On sait qu'il a été beaucoup discuté sur les atterrissements sahariens, pour savoir si ces formations étaient d'origine marine, ou non, et si elles devaient être considérées, soit en totalité, soit en partie, comme les sédiments d'une mer plus ou moins récente au Sahara, de la *mer saharienne*.

Parmi les géologues qui ont le plus contribué à dissiper les illusions d'une mer saharienne à l'époque quaternaire, il faut citer au premier rang M. Pomel, qui a combattu cette théorie tant aux divers points de vue de la constitution physique et géologique de la flore et de la faune du Sahara algérien, que par des considérations d'ensemble sur l'histoire des pays qui bordent la partie occidentale de la Méditerranée ⁽³⁾.

Pour ce qui est en particulier des terrains dits quaternaires, M. Pomel a montré que rien ne forçait à les considérer comme les sédiments d'une mer, mais qu'ils étaient bien plutôt comparables à des atterrissements d'origine continentale, déposés par les eaux diluviennes, « sous l'action de phénomènes analogues en beaucoup de points à ceux qui ont produit les grands diluvium de l'Europe ».

Enfin M. Pomel a insisté sur l'analogie que les atterrissements anciens du Sahara présentent avec ceux des hauts plateaux de l'Atlas, auxquels ils se relient par les vallées du versant saharien de ce massif montagneux. Cette analogie témoigne d'une évidente communauté d'origine, et l'on ne saurait prétendre que les atterrissements de l'Atlas soient marins, l'Atlas ayant définitivement émergé des eaux de la Méditerranée à la fin du Miocène moyen et faisant tout entier partie du continent africain depuis cette époque.

Les observations ultérieures sont venues confirmer la manière de voir de

⁽¹⁾ Ville considérait son *terrain saharien* comme d'origine marine : c'est surtout à ce point de vue, sans doute, que cette dénomination a été combattue par M. Pomel ; mais elle peut tout aussi bien s'appliquer à une formation d'origine diluvienne.

⁽²⁾ A. Péron. — *Essai d'une description géologique de l'Algérie*, 1883.

⁽³⁾ A. Pomel. — *Le Sahara*, 1872.

M. Pomel à ce sujet, et, quant à moi, mes études sur la géologie du Sahara m'ont amené à la partager entièrement.

Ces préliminaires posés, je diviserai le présent chapitre en trois paragraphes.

Dans le premier, je résumerai l'étude détaillée qui précède sur les atterrissements du bassin du chott Melrir ou, autrement dit, du bas Sahara algérien, et je présenterai, à ce propos, un exposé général sur la géologie des formations pliocènes et quaternaires d'eau douce du Sahara, en l'état des connaissances actuelles.

Dans le second paragraphe, je répondrai spécialement à l'hypothèse d'une mer quaternaire au Sahara.

Dans le troisième paragraphe, je conclurai par quelques considérations générales sur les atterrissements du Sahara. On y trouvera un tableau montrant le synchronisme des formations pliocènes et quaternaires d'eau douce du bas Sahara algérien et de l'Atlas de la province de Constantine.

§ 1. FORMATIONS PLIOCÈNES ET QUATERNAIRES D'EAU DOUCE DU BASSIN DU CHOTT MELRIR (OU DU BAS SAHARA ALGÉRIEN) ET DU SAHARA EN GÉNÉRAL.

Les atterrissements sahariens, terrain Saharien et alluvions quaternaires, recouvrent des surfaces immenses entre l'Atlas et le Ahaggar, ainsi qu'il apparaît de suite à l'inspection de ma carte géologique du Sahara au $\frac{1}{5000000}$ (pl. IV). Rien que dans le bassin du chott Melrir ou du bas Sahara algérien, ils s'étendent sur une longueur de près de 700 kilomètres du Nord au Sud et sur une largeur d'environ moitié de l'Est à l'Ouest. Leur épaisseur, qui n'est pas entièrement connue, est le plus souvent très grande et dépasse peut-être 300 mètres dans certaines régions (pl. X, fig. 1 à 4).

La même carte (pl. IV) indique la répartition des atterrissements sahariens entre l'Atlas et le Ahaggar. On voit qu'il est vrai de dire, en grand, qu'ils sont distribués conformément aux divisions hydrographiques actuelles. Aussi, malgré leur extension et malgré leur puissance, peut-on expliquer rationnellement leur formation par des phénomènes purement diluviens ; il suffit d'admettre à cette époque, au Sahara, une grande abondance de précipitations atmosphériques, dont il serait difficile de trouver l'équivalent dans les phénomènes actuels, mais dont les chutes de pluies torrentielles, qui ont encore lieu dans les régions tropicales, peuvent donner une idée.

I. DÉNUDATIONS DES FORMATIONS ANTÉRIEURES.

La circulation de masses d'eaux puissantes à la surface, comme prélude au dépôt des atterrissements anciens ou du terrain Saharien, est prouvée par les

dénudations gigantesques qu'ont subies les formations antérieures, et dont le Sahara, de même que l'Atlas, porte les empreintes.

Dans le Sahara septentrional, au Sud de l'Atlas algérien et en Tripolitaine, nous rappellerons d'abord qu'il ne reste pas de trace apparente de dépôts du Miocène moyen, et que des molasses d'eau douce du Miocène inférieur il ne reste que quelques témoins isolés d'érosion, à la lisière Nord du Sahara algérien; nous ferons observer ensuite que les grès, les calcaires et les marnes de la Craie supérieure, puis les calcaires et les marnes de la Craie moyenne ont été enlevés sur de vastes étendues, dont les limites sont tracées par la double ligne de falaises que j'ai signalées dans ces régions, autour des deux étages de plateaux crétacés. A 3 degrés en latitude au Sud du bord méridional du plateau crétacé de la Hamada el-Homra, se trouve un témoin isolé des mêmes terrains crétacés (pl. IV), lequel indique jusqu'où les couches de cette formation s'avançaient, sans doute avec continuité, et de combien les érosions ont fait reculer leur bord.

Dans le Sahara central, de vastes couloirs (certains atteignent 100 et 150 kilomètres de largeur) furent creusés au travers des grès dévoniens, dont les plateaux sont découpés en tous sens et dont certaines régions ne présentent plus que des témoins épars. De même plus au Sud, tout autour du massif des roches cristallines anciennes.

D'autre part, au Nord, on constate des érosions comparables dans l'Atlas. Les terrains tertiaires et crétacés — et surtout naturellement les formations tendres et friables, telles que les molasses miocènes, telles que les grès du Djebel Amour (Albien de M. Péron) — furent profondément entaillés et démantelés.

D'énormes quantités de matériaux détritiques — où dominaient les sables quartzeux, provenant soit des grès miocènes et albiens, au Nord, soit des grès dévoniens et des gneiss, au Sud — furent ainsi livrées aux eaux courantes, qui opérèrent leur charriage et leur dispersion, les déposèrent sur les pentes et les accumulèrent dans les dépressions.

Sur le versant du Sahara central, les atterrissements occupent précisément les zones basses et allongées qui séparent les reliefs crétacés, dévoniens et cristallins; les zones d'atterrissement sont limitées par les mêmes lignes orographiques qui marquent les limites des dénudations, dont il est évident que ces dépôts d'atterrissement résultent. Dans le Sahara algérien, il est vrai, les atterrissements recouvrent des bassins tellement vastes, celui du chott Melrir, à l'Est, celui du Gourara, à l'Ouest, que leur immensité et leur uniformité rappellent plutôt, au premier abord, les sédiments de grandes mers; mais l'étude attentive des dépôts qui occupent ces bassins ne confirme nullement l'hypothèse d'une origine marine et permet d'en expliquer la formation par des causes uniquement continentales, en leur attribuant une origine soit fluviale, soit lacustre.

II. TERRAINS DE TRANSPORT ET TERRAINS LACUSTRES ANCIENS (OU PLIOCÈNES) DU BASSIN DU CHOTT MELRIR
(OU DU BAS SAHARA ALGÉRIEN).

J'ai rendu compte en détail, dans le chapitre précédent, de mes observations et de mes travaux sur les atterrissements anciens du bassin du chott Melrir ou du bas Sahara algérien. J'en résumerai ici les principaux résultats.

On devra se reporter de nouveau, pour l'intelligence de cet exposé, à la figure 3 de la planche XI, qui donne la coupe géologique du bassin considéré suivant sa grande dimension, c'est-à-dire du Nord au Sud, de Biskra à Ouargla, et à la figure 3^{bis}, qui donne une variante de cette coupe vers le Nord.

Les atterrissements anciens de ce bassin présentent deux catégories différentes de dépôts, savoir : les terrains essentiellement détritiques, constitués par des sables quartzeux arrondis et par des cailloux roulés, que l'on doit considérer comme des dépôts fluviatiles de *transport*, et les terrains comprenant des marnes et argiles et des travertins, que l'on doit considérer également comme des dépôts d'eau douce, mais *lacustres*.

Ces terrains de transport et ces terrains lacustres se sont déposés dans la grande cuvette crétacée que j'ai décrite dans la partie orientale du Sahara algérien : elle figurait, dès cette époque, un bassin continental en pente douce vers le Nord, avec son point le plus bas non loin du pied méridional de l'Atlas. Les figures 1 à 4 de la planche X donnent des coupes générales de ce bassin et de son remplissage d'atterrissement.

A vrai dire, on ne saurait affirmer qu'il n'existe pas d'autres formations, s'interposant en profondeur entre les atterrissements anciens de ce bassin et les couches crétacées sous-jacentes. On ne sait rien de suffisamment précis, en effet, sur le substratum immédiat des atterrissements dont nous allons retracer la série. Il est cependant un fait qu'il y a lieu de rappeler ici, savoir que plusieurs sondages de l'Oued Rir' ont rencontré, au-dessous des sables aquifères inférieurs d'atterrissement, un niveau de grès grossiers, de caractère différent, dont la présence semble générale sous l'Oued Rir' à une certaine profondeur. Mais il est impossible de dire, jusqu'à plus amples investigations, si ce substratum de grès grossiers représente simplement un niveau plus inférieur des atterrissements anciens ou s'il appartient à une formation différente, et, dans ce dernier cas, s'il s'agit là de couches miocènes — hypothèse qui semblerait alors assez plausible — ou peut-être encore du prolongement souterrain des grès de la Craie supérieure de Tripolitaine.

Quoi qu'il en soit, l'étage d'atterrissement le plus ancien qu'il y ait lieu de distinguer, en l'état de nos connaissances actuelles, est ce que j'ai appelé *l'étage inférieur de transport* ¹.

Cet étage représente un épais manteau de transport, déposé par les eaux courantes à la surface du Sahara de cette époque. Il est constitué par des

sables quartzeux arrondis, avec cailloux roulés. Il a été constaté maintes fois tant à Ouargla que dans l'Oued Rir', grâce aux puits et aux sondages artésiens, et il règne sans aucun doute avec continuité sous ces régions. Il présente une pente moyenne voisine de 1 millimètre par mètre du Sud au Nord, jusqu'à la région du chott Melrir, soit sur une longueur de plus de 600 kilomètres à partir de la limite méridionale du bassin d'atterrissement; plus au Nord, il devient horizontal. Les sondages ont presque tous pénétré dans cet étage inférieur; mais, en général, ils ne l'ont pas traversé de part en part. Sa puissance moyenne semble être de 60 mètres environ dans l'Oued Rir'. La plus grande épaisseur reconnue est de 70 mètres, à Sidi-Khelil.

On n'a rencontré dans ces sables inférieurs de transport qu'un moule d'*Helix* et un *Planorbe*, indéterminables spécifiquement.

Ce grand manteau d'atterrissement devait présenter, après son dépôt, une surface fort inégale, ébauchant de vastes dépressions, séparées par des seuils légèrement en relief. Les dépressions furent ensuite occupées par des eaux relativement tranquilles, par des lacs, dont les affluents continuèrent, bien que sur une échelle moindre, à charrier des matériaux détritiques, mais à l'intérieur desquels se déposèrent surtout des sédiments ténus, marneux et argileux.

L'étude des espaces occupés par ces sédiments argileux amène à admettre l'existence d'un grand lac, qui recouvrait alors l'emplacement actuel des régions de l'Oued Rir', du Souf, du chott Melrir, et qui allait baigner le pied méridional de l'Aurès, au Nord; à l'Est du Melrir, la même nappe d'eau s'étendait sans doute sur les régions des chotts Rharsa et Djérid, ainsi que nous dirons.

Au Sud, l'existence d'un autre lac, contemporain, mais beaucoup moins important, est prouvée, dans la région de Ouargla, par une assise d'argile ou de marne de quelques mètres, qui se trouve intercalée entre le premier étage de transport t^1 dont je viens de parler et le second étage de transport t^{2a} dont il est question plus loin : ce niveau argileux correspond évidemment à une époque intermédiaire de calme.

Plus au Sud, les atterrissements anciens ne semblent pas présenter de niveau lacustre.

Ainsi, on distingue, dans le bassin d'atterrissement du bas Sahara algérien, un *étage lacustre l*, au-dessus de l'étage inférieur de transport t^1 . Cet étage lacustre est surtout développé en étendue et en puissance dans la partie septentrionale du bassin; il manque dans la partie méridionale.

Le représentant le plus méridional que l'on connaisse de l'étage lacustre en question se trouve dans le bas-fond de Ouargla. Mais l'*étage lacustre de Ouargla l'* n'a que 8 mètres d'épaisseur moyenne; il est vrai que son épaisseur peut avoir été diminuée par les dénudations qui auront préludé au dépôt du terrain de transport suivant.

L'*étage supérieur de transport de Ouargla t^{2a}*, que l'on distingue ensuite dans le Sud du bas Sahara algérien, est constitué par des sables et des grès quartzeux.

Il s'observe non seulement dans la région de Ouargla, mais encore, en amont, dans les régions de l'Oued Mya et de l'Oued Igharghar. Il est en pente du Sud au Nord, comme l'étage inférieur. Sa puissance atteint 160 mètres à Ouargla. Dans ce manteau supérieur d'atterrissement, on ne trouve généralement plus de cailloux roulés, mais seulement des sables, composés de grains de quartz d'assez petite dimension et mêlés d'un peu d'argile; la masse est homogène et sa couleur générale est rouille. De plus, l'étage considéré se fait remarquer par la présence de gypses et de calcaires concrétionnés, dont la concentration à certains niveaux simule une stratification grossière sur les flancs des érosions.

Ces dépôts sont dus à des eaux d'assez faible vitesse; ils semblent s'être faits à l'air libre ou à peu près. On peut admettre qu'ils se sont formés sous l'action directe des pluies torrentielles, ayant donné lieu à d'abondants ruissellements sur les pentes⁽¹⁾.

Quoi qu'il en soit sur ce dernier point, on peut dire, d'une manière générale, que les puissantes formations des atterrissements anciens de Ouargla et de toute la partie méridionale du bassin du bas Sahara algérien (soit plus des deux tiers du bassin) sont presque entièrement sableuses, et l'on peut ajouter que leurs matériaux proviennent en majeure partie du Sud et ont été empruntés à la formation des grès dévoniens et au massif des gneiss et micaschistes du Sahara central.

Quelques Gastéropodes d'eau douce ont été trouvés dans l'étage t^{2a} .

Dans la région intermédiaire entre le bas-fond de Ouargla et la grande dépression de l'Oued Rir', l'étage lacustre l manque et l'étage supérieur de transport t^2 se poursuit vers le Nord, en diminuant d'épaisseur et en épousant les ondulations de l'étage inférieur t^1 .

A partir de l'extrémité méridionale de l'Oued Rir', l'étage lacustre l règne avec continuité vers le Nord.

Les argiles et les marnes dominent dans l'étage lacustre l de l'Oued Rir'. Cependant on y rencontre aussi des argiles et marnes sableuses, des sables et grès argileux ou marneux et parfois même des sables purement quartzeux. Les matériaux de transport, qui se mêlent ainsi aux dépôts lacustres proprement dits et s'y intercalent, semblent surtout fréquents près des anciens rivages, où les eaux devaient posséder une certaine agitation, et correspondent sans doute à des changements de régime dans les apports des affluents du lac; quelques niveaux accidentels de graviers indiquent certains à-coups brusques dans ces apports.

Latéralement, on constate que le facies change et que les terrains marno-lacustres passent graduellement à des terrains sableux de transport. Cela résulte tout naturellement du classement mécanique des matériaux transportés par les eaux diluviennes, les grains de sable s'étant déposés les premiers, en amont, sur

⁽¹⁾ C'est là, du moins, une explication fort plausible, semblable à celle que M. de Lapparent a donnée, dans son *Traité de géologie*, pour la formation du *less*.

les pentes des bords du bassin, et les particules fines et argileuses s'étant déposées ensuite, en aval, au sein des eaux tranquilles de la région basse.

Le gypse en cristaux se trouve disséminé en plus ou moins grande abondance dans tout l'étage lacustre *l*, et il prédomine même à certains niveaux. On rencontre aussi des couches épaisses de gypse compact, par exemple, à la base de l'étage, dans le Sud et le Sud-Ouest de l'Oued Rir'.

Les calcaires d'eau douce sont également répandus dans ces terrains lacustres; ils forment de nombreuses concrétions au milieu des marnes ou des sables; ils constituent parfois des tufs intercalés au milieu des autres assises, ainsi que de gros bancs de travertins rocheux. Dans la région centrale de l'Oued Rir', la surface de contact de l'étage lacustre *l* et de l'étage inférieur de transport *t'* est tracée par un banc de poudingue, formé de cailloux roulés de calcaire et de silex, d'origine généralement crétacée, avec un ciment de calcaire concrétionné très dur, de couleur rosâtre ⁽¹⁾.

On trouve, de plus, dans l'étage lacustre, des concrétions opalines, généralement sous forme de lentilles enclavées dans les couches de gypse.

Enfin il faut noter le chlorure de sodium, qui imprègne plus ou moins tous ces terrains d'atterrissement, mais principalement les dépôts lacustres; on y rencontre même par places de petites couches de sel cristallin.

On peut dire que les terrains lacustres de cet étage *l* sont nettement stratifiés, bien que leur stratification atteigne rarement la régularité des sédiments déposés sous les eaux tout à fait tranquilles, sauf vers l'intérieur de l'ancien lac (par exemple, sur les bords actuels du chott Melrir). Dans l'Oued Rir', les couches, que l'on distingue surtout grâce à leurs alternances de composition, ne se poursuivent généralement pas loin en direction, soit qu'elles changent latéralement de facies, soit plutôt qu'elles se terminent en biseau; ce sont alors des lentilles aplaties et horizontales, qui s'enchevêtrent les unes dans les autres.

Cette formation s'est modelée sur le fond de l'ancien lac, dont elle a nivelé les inégalités de détail, mais dont elle a épousé les principaux reliefs, tels que le chaînon sableux, sans doute préexistant ⁽²⁾, de Nza-ben-Rzig. Dans l'ensemble de l'Oued Rir', elle offre une pente générale vers l'intérieur du bassin, soit vers le Nord-Est-Nord. A l'extrémité méridionale de l'Oued Rir', elle se relève avec netteté, en s'amincissant sur l'ancien rivage, du côté de Bledet-Ahmar.

La puissance moyenne de l'étage lacustre *l* est de 65 mètres le long de la zone des bas-fonds de l'Oued Rir'. Mais elle augmente beaucoup dans le chott Melrir, au Nord duquel, à El-Faïd, les terrains lacustres proprement dits ont été traversés sur plus de 150 mètres, sans que leur base ait été atteinte.

Les couches lacustres de l'Oued Rir' deviennent sableuses vers le haut, ou

⁽¹⁾ La présence accidentelle de cristaux de gypse et de concrétions calcaires vers le haut de l'étage inférieur *t'* s'explique par des infiltrations d'eaux chargées de ces éléments dans les sables perméables de cet étage sous-lacustre.

⁽²⁾ Voir plus haut, Deuxième partie, chap. I, § 3, III.

plutôt elles sont recouvertes par un autre système de couches sableuses, qui font partie d'un étage de transport superposé; ce dernier étage de transport est en sables et grès gypseux, et ses niveaux supérieurs présentent des poudingues, avec cailloux roulés de calcaire et de silex, cimentés par une croûte concrétionnée de calcaire gypseux. C'est l'*étage supérieur de transport de l'Oued Rir'* t^{2b} : il correspond, comme niveau géologique, d'une part, au Sud, à l'*étage supérieur de transport de Ouargla* t^{2a} , dont nous venons de parler, et, d'autre part, au Nord, à l'*étage supérieur de transport de Biskra* t^{2c} , dont nous parlerons dans le sous-paragraphe suivant (III) et avec lequel surtout il présente de l'analogie; mais l'épaisseur, fort variable d'ailleurs, de cet étage n'est, en moyenne, que de 20 mètres dans l'Oued Rir'.

La limite entre les étages l et t^{2b} de l'Oued Rir' est irrégulière, sans doute par suite des phénomènes de dénudation qui ont eu lieu aux dépens de l'étage lacustre, avant le dépôt de l'étage de transport. Aussi semble-t-elle tracée beaucoup moins nettement que la limite précédente entre les étages t^1 et l : celle-ci attire seule l'attention, quand on étudie les eaux artésiennes de ce bassin. Néanmoins on verra que la limite entre t^{2b} et l marque une division plus importante dans la série des phénomènes diluviens de l'époque pliocène.

D'une manière générale, on peut dire, — en ce qui concerne les atterrissements anciens de l'Oued Rir', du Souf, du chott Melrir et de la partie septentrionale du bassin du bas Sahara algérien, — que ces formations y deviennent encore plus puissantes que dans la partie méridionale du bassin, mais qu'ici ce sont les éléments marneux et argileux qui prédominent de beaucoup dans la masse totale. On peut ajouter qu'inversement c'est du Nord que proviennent en majeure partie les matériaux qui se sont accumulés dans la grande dépression lacustre du Nord du bassin en question.

La présence habituelle du chlorure de sodium et l'abondance du gypse dans ces dépôts lacustres s'expliquent très naturellement, si l'on considère la profusion des mêmes éléments salins dans les formations antérieures de l'Atlas et du Sahara, qui ont fourni aux eaux diluviennes les matériaux détritiques correspondants. Il suffira, par exemple, de rappeler les bancs de gypse qui se trouvent couramment dans le terrain cénomaniens du Sud algérien et de signaler les grands amas de sel gemme qui, dans les chaînes méridionales de l'Atlas, jalonnent les axes de rupture et de soulèvement des assises soit tertiaires, soit crétacées⁽¹⁾.

Ainsi, bien avant l'époque actuelle et même avant l'époque quaternaire, les eaux des grands lacs qui occupaient l'emplacement des chotts salés que nous voyons aujourd'hui au Sahara étaient déjà chargées de matières salines. On comprend fort bien, dans ces conditions, qu'au moindre changement de climat dans le sens d'une diminution d'humidité, les eaux de ces lacs soient devenues

⁽¹⁾ A. Péron. — Essai d'une description géologique de l'Algérie, 1883.

fortement salées, en se concentrant, de manière à former des sortes de lagunes saumâtres.

La faune des terrains fluvio-lacustres de l'Oued Rir' est très pauvre. Il faut remarquer, d'ailleurs, que ces terrains n'ont guère été explorés qu'au moyen de sondages; or la rencontre de fossiles dans un trou de sonde ne saurait être qu'un fait tout à fait exceptionnel.

On ne peut observer, à la surface de l'Oued Rir', que l'étage supérieur de transport t^{2b} et que les niveaux supérieurs de l'étage lacustre l . Nulle part, on n'y a trouvé d'ossement fossile, permettant de fixer avec quelque précision l'âge de ces atterrissements supérieurs. Ça et là on y a rencontré quelques coquilles fluviatiles ou terrestres; mais elles sont rares, et la plupart de celles qui sont mentionnées comme recueillies dans ces régions ne proviennent pas, en réalité, des atterrissements anciens, mais des alluvions quaternaires et superficielles, où elles sont incomparablement plus fréquentes.

Il existe cependant quelques niveaux accidentels de tufs ou de travertins fossilifères, qui sont intercalés dans les niveaux supérieurs des atterrissements anciens et qui présentent une grande abondance de coquilles d'eau douce et d'eau saumâtre, appartenant aux genres *Succinea* (genre amphibie), *Planorbis*, *Limnaea*, *Paludina*, *Bithynia*, *Hydrobia*, *Paludestrina*, *Ammicola*, *Melania*, *Melanopsis*, etc. On peut, d'ailleurs, pour certains de ces dépôts, se demander s'ils sont contemporains des couches encaissantes, ou s'ils ont été formés postérieurement par des sources artésiennes.

Presque toutes les coquilles ainsi recueillies se rapportent à des espèces actuelles, du moins celles qui ont été l'objet de déterminations exactes. Mais elles peuvent être aussi bien pliocènes que quaternaires ou modernes, tant leurs formes ont peu varié depuis le Pliocène.

Un fait plus intéressant est la présence de *Cardium edule* fossiles dans les niveaux supérieurs des atterrissements anciens, du moins dans la région du chott Melrir. On a vu, en effet, qu'il s'en trouvait dans l'étage supérieur t^{2b} , à Oum-el-Thiour.

Ces *Cardium* fossiles d'Oum-el-Thiour sont les mêmes que les *Cardium* quaternaires anciens des gour des bords du chott Melrir et que les *Cardium* plus récents et subfossiles de la surface de certains chotts et de certaines daya : ils ne sauraient donc donner d'indications précises sur l'âge du terrain. Ils n'en sont pas moins fort intéressants à signaler, comme montrant l'apparition du régime des lagunes d'eau saumâtre au Sahara vers la fin de l'époque des atterrissements anciens.

En somme, aucun fossile permettant de déterminer, même approximativement, l'âge des atterrissements anciens de l'Oued Rir', n'y avait encore été rencontré, ni à la surface, ni en profondeur, jusqu'au sondage n° 11 de Mraïer. Mais j'ai insisté sur l'importance de la trouvaille faite à ce sondage en 1883 : de nombreux moules d'*Helix* ont été ramenés au jour de la profondeur de

58 mètres, où ces coquilles terrestres avaient leur gisement vers la base de l'étage lacustre *l*.

Ces *Helix* de Mraïer appartiennent à un groupe fort spécial d'*Helix* dentées, au petit groupe des *H. Tissoti* et *H. semperiana*, qui caractérise le Pliocène inférieur dans les régions de Biskra et de Constantine. Elles se rapportent exactement à une variété d'*H. semperiana*, la même qui se trouve dans la formation des travertins d'Aïn el-Bey, terme supérieur du Pliocène inférieur de Constantine, tel que nous le définirons plus loin ⁽¹⁾.

Or il résulte des travaux de M. Thomas sur les formations fluvio-lacustres de l'Atlas de Constantine ⁽²⁾ que les mollusques du genre *Helix* et, en particulier, ceux de l'espèce de l'*H. semperiana* offrent dans cette région des formes nettement différenciées, qui correspondent respectivement à des âges géologiques déterminés. Ces mollusques ont donc une valeur relative comme indication d'âge, malgré les anomalies signalées par M. Thomas lui-même dans leur loi de filiation ⁽³⁾, et malgré les différences qui peuvent se présenter dans la permanence ou la variabilité des caractères spécifiques, suivant les régions et suivant les conditions de milieu. Aussi, sans vouloir prétendre que les *H. semperiana*, var., de Mraïer fournissent une preuve rigoureuse, irrécusable, sur l'âge des atterrissements anciens de l'Oued Rir', on ne peut nier que ces *Helix* constituent — surtout en l'absence de toute autre preuve paléontologique — une présomption rationnelle en faveur de la parallélisation de l'étage lacustre *l* de l'Oued Rir' avec l'étage des calcaires lacustres d'Aïn el-Bey, ou, tout au moins et d'une manière plus générale, en faveur de l'assimilation des atterrissements anciens du bas Sahara algérien avec les formations pliocènes d'eau douce de l'Atlas de Constantine.

Cette assimilation est, d'ailleurs, corroborée par une série de considérations, qui trouveront successivement leur place dans la suite de cette étude.

Je me contenterai d'inscrire ici la conclusion suivante, à laquelle on sera naturellement conduit, savoir que, dans le bas Sahara algérien, le Pliocène inférieur est représenté par l'ensemble de l'étage inférieur de transport *t*¹ et de l'étage lacustre *l* et *l'*, et le Pliocène supérieur par l'étage supérieur de transport *t*^{2b} et *t*^{2a}.

III. TERRAIN PLIOCÈNE D'EAU DOUCE DE BISKRA OU DE LA LISIÈRE NORD DU BAS SAHARA ALGÉRIEN.

Les atterrissements anciens de l'Oued Rir' se poursuivent, en se relevant doucement, sur 100 kilomètres vers le Nord jusqu'à la lisière Nord du Sahara (pl. XI, fig. 3 et 3^{bis}), et, même avant la découverte des *Helix* fossiles de Mraïer, je ne voyais aucune raison, ni stratigraphique, ni minéralogique, pour

¹ Voir ci-après, IV et § 3, I.

² Voir plus haut, Deuxième partie, chap. I. § 3, III, et plus loin chap. II, § 1, IV.

³ Forme atavique, actuellement vivante, de *Leucochroa candidissima*.

les distinguer de la formation tout à fait semblable qui se retrouve au pied méridional de l'Aurès, où elle se redresse brusquement, et qui a été décrite sous les noms de *Pliocène d'eau douce de la lisière Nord du Sahara* ou de *Terrain lacustre du Nord de Biskra*. Les *Helix* de Mraïer sont venues ensuite confirmer mon opinion et apporter une preuve paléontologique à l'appui, en montrant que les atterrissements anciens de l'Oued Rir' (terrain Saharien) étaient eux-mêmes pliocènes, de même que le terrain fluvio-lacustre de Biskra.

Le terrain d'eau douce de Biskra se divise en deux étages principaux.

L'étage inférieur est l'*étage fluvio-lacustre de Biskra l₁*, sans doute très puissant, qui correspond, en partie du moins, à l'étage lacustre de l'Oued Rir' *l*. Les marnes gypseuses y dominent, avec quelques intercalations de grès et avec une série de lits interstratifiés de poudingues de cailloux roulés. Les couches lacustres offrent ici un plus grand développement de travertins, et parfois aussi de la calcédoine.

Vers le bas de la formation, on a noté un poudingue, sous lequel il y a encore un substratum inconnu. Mais je ne suppose pas que ce substratum soit formé par un étage de transport proprement dit, qui correspondrait spécialement à l'étage inférieur de transport *t¹* de l'Oued Rir' et de Ouargla, et j'incline plutôt à penser que l'étage inférieur *t¹* de l'intérieur du bassin présente un changement latéral de facies vers le Nord, de manière à passer à l'étage fluvio-lacustre de Biskra *l₁*.

À mon sens, le puissant étage *l₁* ne saurait guère être subdivisé et correspond dans son ensemble, avec son caractère mixte, lacustre et clysmien, aux deux étages de transport *t¹* et lacustre *l* de l'Oued Rir'. Il débute par des poudingues à gros éléments, comme la plupart des formations pliocènes d'eau douce qui se sont déposées sur l'Atlas après son soulèvement principal; mais il doit présenter aussitôt des couches lacustres, une nappe d'eau profonde ayant occupé dès cette époque le Nord de la plaine saharienne. Quant aux intercalations de poudingues dans ces dépôts lacustres, elles prouvent des apports brusques par les eaux torrentielles de l'Atlas, par suite d'une série de changements de régime dans les eaux courantes, changements qui résultaient sans doute de petits mouvements d'exhaussement de la montagne ou plutôt d'affaissement de la plaine : en même temps, les eaux lacustres étendaient graduellement leur domaine vers le Sud et envahissaient l'emplacement de l'Oued Rir' et du Souf.

L'étage superposé est l'*étage supérieur de transport de Biskra t^{2c}*, qui correspond à l'étage supérieur de transport de l'Oued Rir' *t^{2b}*. Il est formé de grès et de sables, avec lits de cailloux roulés, et il est couronné par un poudingue gypso-calcaire à gros éléments. Sa puissance est d'environ 120 mètres près de Biskra, à la lisière Nord du Sahara; il descend vers le Sud, et sa pente résulte à la fois de son plongement le long de cette zone et de sa diminution assez rapide d'épaisseur vers l'intérieur du bassin. Nous avons vu qu'il n'a plus que 15 mètres à

Tahir-Rashou, et qu'au delà, dans l'Oued Rir', sa puissance n'est que de 20 mètres, en moyenne.

La formation fluvio-lacustre qui comprend ces deux étages l_1 et t^{2c} — et que nous appelons spécialement, suivant la dénomination consacrée, *terrain pliocène d'eau douce de Biskra* — se remarque surtout à Biskra et à l'Est de cette oasis, le long de la lisière Nord de la plaine saharienne : de ce côté, elle constitue une série de terrasses, se dressant en contre-haut de la plaine et s'appuyant sur les contreforts méridionaux des montagnes de l'Aurès. Mais cette formation, loin d'être limitée à la lisière en question, présente une grande extension tant au Sud qu'au Nord et tant à l'Ouest qu'à l'Est; il est vrai que, dans certaines régions, l'étage supérieur t^{2c} a été enlevé en grande partie par les dénudations quaternaires.

C'est la formation considérée qui règne, à l'Ouest de Biskra, dans tout le Zab occidental; c'est elle également qui, dans le Zab central et oriental, constitue le sous-sol de la plaine d'alluvion descendant vers le chott Melrir, au Sud, de manière à aller se relier aux atterrissements anciens de l'Oued Rir' et du Souf.

Enfin, au Nord, le Pliocène d'eau douce de Biskra pousse des promontoires dans les vallées de l'Aurès, et la même formation, avec les deux mêmes étages l_1 et t^{2c} , joue un rôle important dans la constitution des hauts plateaux du Sud des provinces de Constantine et d'Alger. En particulier, dans la province de Constantine, c'est elle qui règne dans toute la plaine de Hodna et dans laquelle a été creusée la grande cuvette du chott de ce nom⁽¹⁾.

Sa puissance et sa composition sont, d'ailleurs, fort variables, surtout en ce qui concerne l'étage supérieur de transport t^{2c} . Les variations de l'étage t^{2c} sont locales; mais elles se reproduisent sans cesse au milieu des chaînes méridionales de l'Atlas, partout où leurs barres rocheuses ont pu gêner, dévier ou intercepter, pendant un temps plus ou moins long, les grands courants pliocènes. On observe, en général, que les dépôts de transport sont d'autant plus volumineux qu'on les considère plus dans le Nord de la zone saharienne de l'Atlas et d'autant plus puissants qu'on les considère plus dans le Sud de cette zone, en amont des coupures transversales des chaînes montagneuses.

L'amoncellement des matériaux de transport à la lisière Nord du Sahara s'explique également; car les courants devaient s'y étaler à leurs brusques débouchés dans la plaine, les éléments ténus étant seuls charriés au loin dans le Sahara par les eaux diminuées de vitesse. Enfin l'on comprend que l'épaisseur de ces dépôts de transport soit d'autant moindre qu'ils sont mieux nivelés, comme sur les hauts plateaux et comme dans le Sahara.

La différence d'épaisseur des étages t^{2c} de Biskra et t^{2b} de l'Oued Rir' n'infirmes donc nullement leur parallélisation.

La faune du terrain d'eau douce de Biskra est aussi pauvre que celle des

⁽¹⁾ Printemps et été 1885 (Renseignements ajoutés avant la publication).

atterrissements anciens. Cependant l'étage fluvio-lacustre de Biskra l_1 présente une coquille terrestre qui est caractéristique et dont il a été trouvé de beaux spécimens dans le Hodna, ainsi que dans la plaine d'El-Outaya et à la lisière Nord du Sahara; c'est l'*Helix Tissoti*, espèce de grosse taille à test épais et à bouche fortement dentée, appartenant au même type que les *Helix* dentées de la formation fluvio-lacustre du Polygone d'Artillerie de Constantine, laquelle doit être considérée, d'après ce qui suit, comme constituant le terme inférieur du Pliocène inférieur de cette région⁽¹⁾. De cette similitude de faune malacologique et aussi de l'analogie de facies minéralogique, on peut conclure, avec M. Thomas, à l'assimilation des deux formations.

Autrement dit, l'étage fluvio-lacustre de Biskra l_1 représente le Pliocène inférieur dans la zone saharienne de l'Atlas. Quant à l'étage de transport superposé t^{2c} , il représente le Pliocène supérieur et correspond aux dépôts de transport de cet âge que l'on observe dans les environs de Constantine et dont nous allons parler.

IV. APERÇU SUR LES FORMATIONS PLIOCÈNES D'EAU DOUCE DE L'ATLAS DE CONSTANTINE ET SUR LEUR SYNCHRONISME AVEC LE TERRAIN PLIOCÈNE D'EAU DOUCE DE BISKRA ET AVEC LES ATTERRISSSEMENTS ANCIENS DU BAS SAHARA ALGÉRIEN.

Nous venons de dire que le terrain pliocène d'eau douce de Biskra — qui n'est autre que le prolongement vers le Nord des atterrissements anciens du bas Sahara algérien — se poursuit lui-même au Nord de la lisière du bas Sahara et présente une grande extension sur les hauts plateaux du Sud de la province de Constantine.

Plus au Nord, il passe à d'autres formations fluvio-lacustres, qui se montrent fort développées dans les régions de Sétif, de Constantine, de Guelma, etc. Or l'on peut se convaincre que ces formations fluvio-lacustres de l'Atlas de Constantine sont, en effet, contemporaines (dans leur ensemble tout au moins) des formations analogues de Biskra et, par suite, des atterrissements anciens du bas Sahara.

L'étude la plus récente et jusqu'à ce jour la plus complète qui ait été faite sur les formations fluvio-lacustres de l'Atlas de Constantine est due à M. Ph. Thomas⁽²⁾, dont j'ai déjà signalé, à plusieurs reprises, les importants travaux à ce sujet.

Sans parler des lambeaux de la formation des poudingues d'El-Kantara, que nous avons notée plus haut et classée dans le Miocène inférieur⁽³⁾, nous rappellerons ici les différentes divisions que M. Thomas a introduites dans la série complexe des formations fluvio-lacustres qui se sont déposées dans le centre

⁽¹⁾ Voir ci-après, IV et § 3, I.

⁽²⁾ Ph. Thomas. — Recherches stratigraphiques et paléontologiques sur quelques formations d'eau douce de l'Algérie (*Mémoires de la Société géologique de France*, 1884).

⁽³⁾ Première partie, chap. I, § 1, II, et, Deuxième partie, chap. II, Préliminaires.

et le Nord du département de Constantine après le soulèvement principal et l'émersion définitive de l'Atlas, c'est-à-dire après l'Helvétien ou Miocène moyen.

M. Thomas considère d'abord que ces formations continentales présentent un étage de transition entre le Miocène et le Pliocène, et il donne à cet étage le nom de Mio-pliocène. Dans son Mio-Pliocène, il distingue deux facies principaux : le facies de Smendou et le facies de Constantine. Le facies fluviolacustre de Smendou s'observe aux environs du village de ce nom, à une certaine distance au Nord de Constantine : ce sont des marnes sableuses à lignite et des argiles gypsifères avec énormes coquilles d'*Unio* (*Unio Dubocquii*, Coquand, et *Anodonta smendovenssis*, Coq.) et un grand Mélanopside (*Melanopsis Thomasi*, Tournouër), le tout ayant une puissance d'une cinquantaine de mètres; à la base, on remarque des poudingues. Le facies fluviolacustre de Constantine s'observe aux environs de cette ville au Polygone d'Artillerie, au Hammam, etc. : ce sont des marnes gypsifères et des conglomérats, où l'on trouve une singulière faune terrestre, presque exclusivement composée d'espèces variées d'*Helices* à test très épais et à bouche fortement dentée (*Helix semperiana*, Crosse, *H. subseuilis*, Cr., etc.).

M. Thomas distingue ensuite un autre étage, qu'il définit ainsi : « Au-dessus des argiles et des marnes mio-pliocènes, principalement sur les limites Sud des bassins lacustres de Smendou et de Constantine, se développent les strates parfaitement horizontales et régulières, alternativement marneuses et travertineuses, d'une puissante formation lacustre, dans laquelle le gypse disparaît et fait place à des éléments essentiellement calcaires. Ce sont ces éléments calcaires qui forment, à eux seuls, toute la colline d'Aïn el-Hadj-Baba, ainsi que le vaste plateau d'Aïn el-Bey, lesquels se développent au Sud-Ouest et au Sud de la ville de Constantine; sur la rive droite du Rummel, où ces dépôts sont les plus développés, ils atteignent une puissance de plus de 100 mètres. » Dans cet étage, les *Helices* dentées ont disparu presque complètement, et elles n'y sont plus représentées que par une variété subdentée d'*Helix semperiana*⁽¹⁾; en revanche, on y trouve une grande abondance de *Bulinus Bavouxi*, Coquand, forme voisine du *Bul. decollatus* actuel; de plus, on y constate l'apparition des deux types d'Équidés formant les genres *Equus* et *Hipparion*⁽²⁾. M. Thomas considère la faune en question comme plus récente que la précédente et comme franchement pliocène; il fait de cet étage son Pliocène inférieur.

Enfin, au-dessus de l'ensemble des formations fluviolacustres qui viennent d'être indiquées, se place un étage essentiellement détritique, qui représente le Pliocène supérieur d'eau douce sur l'Atlas de Constantine : ce sont les conglomérats, brèches et poudingues, les sables jaunes et les limons ferrugi-

⁽¹⁾ Voir plus haut sa description, à propos des *Helices* de Mraïer (Deuxième partie, chap. I, § 3, III).

⁽²⁾ Ph. Thomas. — Notes additionnelles sur les vertébrés fossiles de la province de Constantine (*Bulletin de la Société géologique de France*, 3^e série, tome XV, 1886).

neux d'Aïn el-Bey, de la vallée du Bou-Merzoug, du Mansourah et du Cou-diat Ati (environs de Constantine), de Bizot, des environs de Sétif, de la plaine de Seguia, de Guelma et de la vallée de la Seybouse, etc. M. Thomas y a découvert une faune très remarquable de vertébrés, *Hipparion*, *Equus Stenonnis*, etc. (gisements du Mansourah et d'Aïn Jourdel, près Constantine). De plus, on y rencontre une faune malacologique de nature à la fois fluviatile et terrestre; le *Bulimus Bavouxi* s'y retrouve en abondance, et l'on y remarque aussi une nouvelle variété, plus récente, d'*Helix semperiana*⁽¹⁾.

Or, dit M. Thomas, « si la limite qui sépare les deux termes inférieurs de ces formations d'eau douce tertiaires (Mio-Pliocène et Pliocène inférieur) n'est pas nettement tranchée, il n'en est pas de même pour celle qui sépare son dernier terme (Pliocène inférieur) des deux autres. En effet, entre le dépôt des couches lacustres qui représentent l'étage pliocène inférieur de Constantine et la formation des couches fluvio-lacustres du Pliocène supérieur qui les recouvrent en partie, il s'est produit un phénomène de ravinement profond des premières, à la suite duquel les secondes se sont déposées dans des conditions de stratification tout à fait discordante. Ce fluvio-lacustre supérieur, essentiellement détritique (ainsi qu'il vient déjà d'être dit), a eu une extension géographique beaucoup plus considérable que les précédents; car on en retrouve des traces un peu partout en Algérie ».

De ce résumé succinct des travaux de M. Thomas, nous retiendrons d'abord la dernière conclusion, savoir qu'une ligne de démarcation fort nette existe entre l'étage détritique du Pliocène supérieur et le groupe inférieur des formations fluvio-lacustres du centre et du Nord de l'Atlas de Constantine. Pour ce qui est des conclusions relatives aux divers étages du groupe inférieur, il est permis de formuler quelques réserves.

L'existence d'un étage mio-pliocène, chevauchant sur le Miocène et le Pliocène, n'est rien moins que démontrée. Cette dénomination de Mio-pliocène ne saurait avoir qu'un caractère provisoire; bien que répondant à une préoccupation juste, elle traduit, en somme, l'insuffisance de nos connaissances actuelles sur ces formations.

Il est très probable que le Miocène supérieur est représenté dans la série des formations fluvio-lacustres de l'Atlas de Constantine, et M. Pomel avait, en effet, rattaché à son étage sahélien les dépôts ligniteux de Smendou⁽²⁾. Mais la parallélisation proposée par M. Thomas entre les formations de Smendou et du Polygone d'Artillerie est plus que douteuse, et la faune de Smendou offre un caractère nettement plus ancien.

Au contraire, les *Helix* dentées du Polygone d'Artillerie ont un facies trop récent, un aspect trop bien conservé, pour être, semble-t-il, et sans raison péremptoire, placées plus bas que dans le Pliocène. D'ailleurs la considération

⁽¹⁾ Tendait davantage vers la forme actuelle de l'*H. candidissima* (voir plus haut, p. 248, note 4).

⁽²⁾ A. Pomel. — Le Sahara, 1872.

des *Helix semperiana*, type et variété, indique une parenté entre les faunes du Polygone d'Artillerie et d'Aïn el-Bey. Les échantillons de la variété d'Aïn el-Bey auraient même un faciès plus ancien; néanmoins j'ai constaté moi-même que les calcaires lacustres d'Aïn el-Bey sont réellement superposés aux marnes du Polygone d'Artillerie, dont les couches passent au-dessous de ce massif calcaire (en s'infléchissant et diminuant d'épaisseur, il est vrai). Le mieux est donc, jusqu'à nouvel ordre, d'englober dans le Pliocène inférieur de Constantine les deux étages fluviolacustres du Polygone d'Artillerie et d'Aïn el-Bey.

On arrive ainsi à conclure finalement à deux divisions principales dans les formations pliocènes d'eau douce de la région centrale de l'Atlas de Constantine : d'une part, un groupe fluviolacustre, pliocène inférieur; d'autre part, un étage détritique, pliocène supérieur.

Revenons maintenant sur nos pas, vers les formations d'eau douce du Nord et de l'intérieur du bas Sahara algérien, qui font l'objet spécial de cette étude et dont la présente digression sur l'Atlas avait pour objet d'aider à mieux classer les divers étages dans la série géologique.

Nous avons vu que le terrain pliocène d'eau douce de Biskra présente deux divisions tout à fait semblables à celles des formations pliocènes d'eau douce de Constantine : l'une fluviolacustre, l'autre détritico-transport. La correspondance est évidente. Elle est confirmée non seulement par des analogies de faciès minéralogique, mais encore et surtout par la considération des faunes malacologiques, par la présence d'*Helix* dentées du même type dans l'étage inférieur de Biskra à *H. Tissoti* et dans l'étage fluviolacustre du Polygone d'Artillerie à *H. semperiana*.

Au delà vers le Sud, nous pouvons également, d'après ce qui précède, discerner deux divisions correspondantes dans la série des atterrissements anciens du bas Sahara algérien. Dans la division inférieure, nous engloberons l'étage inférieur de transport t^1 et l'étage lacustre l de l'Oued Rir'; de même, plus au Sud, les étages t^1 et l de Ouargla : nous considérerons cet ensemble comme correspondant à l'étage fluviolacustre l_1 de Biskra et, par suite, au groupe fluviolacustre inférieur de Constantine, c'est-à-dire au Pliocène inférieur. D'autre part, nous considérerons l'étage supérieur de transport t^{2b} et t^{2c} de l'Oued Rir' et de Ouargla comme formant la division supérieure et comme correspondant à l'étage supérieur de transport t^{2c} de Biskra et, par suite, à l'étage détritico-transport supérieur de Constantine, c'est-à-dire au Pliocène supérieur.

Ces essais de parallélisation résultent d'une succession d'arguments divers, mais concordants, d'ordres paléontologique, minéralogique, stratigraphique, orogénique. Rappelons seulement ici, à propos des formations pliocènes d'eau douce de l'Atlas, l'indication fournie par la présence d'une variété identique d'*Helix semperiana* dans l'étage lacustre l de l'Oued Rir' et dans les calcaires lacustres d'Aïn el-Bey.

En résumé, il y a synchronisme entre les atterrissements anciens du bas

Sahara algérien et les formations pliocènes d'eau douce des zones saharienne et centrale de l'Atlas de Constantine. Nous reviendrons encore plus loin sur cette importante question et donnerons un tableau de ce synchronisme⁽¹⁾.

V. FORMATIONS PLIOCÈNES D'EAU DOUCE ET ATTERISSEMENTS ANCIENS DES AUTRES RÉGIONS
DE L'ATLAS ET DU SAHARA.

Il n'est pas douteux que les autres régions de l'Atlas présentent, en maint endroit, des formations pliocènes d'eau douce tout à fait analogues à celles que nous venons d'indiquer sur l'Atlas de Constantine.

Ainsi, à l'Ouest, dans l'Atlas oranais, M. le docteur Bleicher a signalé depuis longtemps⁽²⁾, aux environs de Tlemcen et ailleurs, des argiles gypseuses et des travertins identiques aux formations lacustres du Polygone d'Artillerie et d'Ain el-Bey, avec *Helix Bleicheri*, Tournouër, *Melanopsis* et une série de fossiles rappelant, d'après M. Thomas, les faunes de ses étages mio-pliocène et pliocène inférieur des environs de Constantine. Le Pliocène supérieur est également bien représenté dans l'Ouest algérien par le curieux ensemble des dépôts fluvio-marins ou d'estuaire des environs d'Oran, étudiés et décrits par MM. Pomel et Bleicher; on peut citer, par exemple, les couches alternativement fluviatiles et marines du puits Kharoubi (altitude moyenne, 98 mètres), avec *Hipparion*, *Potamides*, etc.⁽³⁾.

De l'autre côté, à l'Est, dans l'Atlas tunisien, M. Thomas et moi avons retrouvé chacun les mêmes formations d'eau douce qu'aux environs de Constantine. Ainsi Djebel Zafran et Djebel Lorbeus, à l'Est et au Sud du Kef, sont constitués par ces formations, présentant, à la base, les marnes rutilantes et les travertins du Pliocène inférieur et, au-dessus, les poudingues et les grès du Pliocène supérieur⁽⁴⁾.

De même, dans le Sud de l'Atlas tunisien, M. Thomas a retrouvé le terrain pliocène d'eau douce de Biskra et du Hodna. Il a reconnu, en particulier, que ce terrain était fort développé dans la région de Feriana⁽⁴⁾.

De même, encore plus au Sud, le bas Sahara tunisien présente des formations fluvio-lacustres analogues à celles que nous avons décrites dans le Nord du bas Sahara algérien, et il est établi que le terrain pliocène d'eau douce de Biskra se poursuit avec continuité vers l'Est, tout le long de la zone des Chotts Melrir, Gharsa et Djérid. Les renseignements que l'on possède à cet égard auront leur place dans le paragraphe suivant⁽⁵⁾.

⁽¹⁾ Deuxième partie, chap. II, § 3, I.

⁽²⁾ Bleicher. — Recherches sur le Tertiaire supérieur des environs d'Oran, Montpellier, 1875.

⁽³⁾ D'après M. Thomas, l'*Hipparion* et le *Potamides* se trouvent remaniés au puits Kharoubi, comme sans doute aussi dans le Pliocène supérieur d'Ain el-Bey.

⁽⁴⁾ Printemps et été de 1885 (Renseignements ajoutés avant la publication).

⁽⁵⁾ Deuxième partie, chap. II, § 2, IV.

D'autre part, dans le haut Sahara algérien, c'est-à-dire dans le Sud de l'Atlas des provinces d'Alger et d'Oran, les atterrissements sahariens proprement dits semblent, au premier abord, offrir des coupes et des compositions assez différentes de celles que nous leur avons trouvées dans le bas Sahara; il s'agit cependant de formations de nature absolument semblable, sauf les variations inévitables d'une région à l'autre. Les dépôts de transport sont sableux ou limoneux, grossiers ou fins, stratifiés d'une manière plus ou moins indistincte, suivant l'origine de leurs matériaux, la distance des transports, la pente et le mode d'écoulement. D'une manière générale, une croûte gypso-calcaire, sorte de carapace rocheuse, recouvre ces atterrissements.

Au Nord du Sahara algérien, la région des *daya* sert de trait d'union entre le bassin oriental du Melrir et le bassin occidental du Gourara. Les atterrissements de cette région semblent constitués uniquement par des terrains de transport.

Le bassin occidental, entre le pied méridional de l'Atlas et le grand Erg, présente une puissante formation de terrains de transport, ainsi qu'il résulte des descriptions qu'en ont données M. Marès⁽¹⁾ et M. Pomel. Cette formation correspond à l'étage supérieur de transport t^2 du bassin oriental et doit être considérée, de même, comme d'âge pliocène supérieur. Elle représente l'équivalent exact de l'étage supérieur de Biskra t^{2c} ; mais elle est plutôt comparable, comme allure stratigraphique et comme composition, à l'étage supérieur de Ouargla t^{2a} . Toutefois la pente est ici inverse et dirigée du Nord au Sud; elle est supérieure et égale en moyenne à 2 millimètres par mètre; mais elle doit avoir été augmentée, postérieurement au dépôt du terrain, par l'exhaussement général de l'Atlas par rapport au Sahara.

Les flancs des grands gour qui se trouvent à la lisière Nord du bassin et des oueds qui en descendent vers le Sud-Est donnent des coupes de la partie supérieure de ce manteau détritique, dont la puissance visible atteint 80 mètres à Brizina; les matériaux proviennent surtout de la dénudation des formations antérieures de l'Atlas, au Nord, et, en grande partie sans doute, des molasses miocènes et des grès albiens. La stratification est plus confuse et la masse plus homogène que dans les terrains de transport du bassin oriental; la formation offre une moins forte proportion de sables quartzeux et se compose d'un limon argilo-sableux et rouge, avec plus ou moins de gypse et de calcaire concrétionné⁽²⁾. Ce limon rappelle le *lass* et sa formation peut également s'expliquer par le ruissellement des eaux pluviales, dans des conditions sub-

⁽¹⁾ P. Marès. — Note sur la constitution géologique du Sahara dans le Sud de la province d'Oran (*Bulletin de la Société géologique de France*, 2^e série, t. XIV, 1857).

⁽²⁾ Un sondage a été exécuté, en 1864, au confluent de l'Oued Menacher et de l'Oued Mehaiguen, jusqu'à 56^m,87 de profondeur; il a recoupé des sables et grès quartzeux, des grès argileux, des argiles sableuses, des argiles et des tufs calcaires. A mon sens, cette coupe indique l'existence d'un étage fluvio-lacustre, correspondant à l'étage t_1 du Nord du bassin oriental et se plaçant au-dessous de l'étage de transport qui occupe la surface et qui correspond à l'étage t^2 du bassin oriental.

aériennes⁽¹⁾. Cependant les lits de cailloux roulés qu'il renferme çà et là prouvent que les phénomènes de ruissellement ont été entrecoupés par de violentes inondations.

A partir du grand Erg, la pente vers le Sud diminue. En aval, la grande dépression du Gourara doit présenter des terrains lacustres, analogues à ceux de la grande dépression du Melrir et, comme eux, d'âge pliocène inférieur.

La présence d'une croûte concrétionnée de calcaire gypseux est un fait presque général à la surface des atterrissements anciens du Sahara, ainsi que des formations pliocènes d'eau douce de l'Atlas. Sa formation semble due aux évaporations successives d'eaux d'imprégnation, s'étant élevées sous l'effet de la pression ou de la capillarité et s'étant chargées des éléments solubles de ces terrains.

Avec M. Pomel, je considère que cette carapace gypso-calcaire est, en général du moins, « de formation plus récente que le terrain dans lequel elle s'est en quelque sorte constituée ». Les conditions naturelles qui ont favorisé les phénomènes d'encroûtement à la surface du Sahara se sont reproduites à plusieurs époques, pendant les périodes pliocènes et quaternaires, quand l'humidité générale était en décroissance; mais ces phénomènes ont eu leur maximum d'intensité pendant le Quaternaire ancien, ainsi que je le dirai⁽²⁾.

Il serait intéressant de poursuivre l'étude des atterrissements sahariens hors du Sahara algérien et tunisien. Mais, dans les autres régions du Sahara, les renseignements précis font à peu près défaut sur ce genre de formations. Aussi m'a-t-il semblé suffisant de noter les atterrissements au cours des différentes parties de cet ouvrage, à propos de la description de telle ou telle région, quand leur existence y a été signalée par les explorateurs ou semble résulter de leurs relations de voyage.

En ce qui concerne le Sahara central, je renverrai de nouveau ici à ma carte géologique (pl. IV), qui indique les principales zones d'atterrissement au Sud du Sahara algérien et tripolitain.

Au Sud du Sahara central, il est presque certain que le Soudan central présente lui-même des formations continentales, se reliant aux atterrissements sahariens, de nature semblable et fort développées également. Ainsi l'on peut admettre que les régions limitrophes du lac Tchad appartiennent à un grand bassin d'atterrissement, qui doit comprendre, au Nord, les dépressions de Bodele, d'Égeï et de Kanem, jusqu'aux confins du Borkou⁽³⁾, et passer, vers le

⁽¹⁾ A. de Lapparent. — *Traité de géologie*, 1883, p. 1245.

⁽²⁾ Ces phénomènes d'encroûtement n'ont pas eu lieu seulement à la surface des terrains d'atterrissement. Les plateaux crétacés du Sahara sont également recouverts, en général, d'une carapace de calcaire concrétionné, dont la formation doit dater aussi du Quaternaire ancien, et s'explique, de même, par l'évaporation d'eaux s'étant chargées de calcaire aux dépens des calcaires crétacés eux-mêmes.

⁽³⁾ K. Zittel. — *Die Sahara*, 1883.

Sud, aux limons épais des régions intermédiaires entre les bassins hydrographiques du Tchad et du Congo.

VI. PHÉNOMÈNES MÉCANIQUES POSTÉRIEURS AUX ATTERISSEMENTS ANCIENS.

En général, et sauf à la lisière Nord du Sahara, les atterrissements anciens sont restés dans des positions voisines de celles où ils se sont déposés. Leur surface constitue, en grand, de vastes plateaux. Dans le bassin du bas Sahara algérien, les plateaux d'atterrissement offrent de faibles pentes vers l'intérieur du bassin, c'est-à-dire vers le Chott Melrir : ils figurent une grande cuvette, à peu près semblable à la cuvette crétacée qu'ils recouvrent, également dissymétrique, mais à bords encore plus plats (pl. X). Bien qu'assez uniformes dans leur ensemble, ces plateaux présentent, dans certaines régions, de larges ondulations, qui sont dues, pour la plupart, soit à des reliefs préexistants des terrains crétacés sous-jacents, soit aux inégalités des dépôts de transport.

Par places, cependant, les couches fluvio-lacustres présentent des plongements sensibles et ont visiblement subi des mouvements postérieurs à leur dépôt. On rencontre même des bombements accentués, où l'on peut nettement constater que les assises ont été ployées; parfois le ploiement a été accompagné de rupture, et le redressement a eu lieu presque jusqu'à la verticale. Un des exemples de bombement les plus nets, sinon des plus accentués, se voit dans l'Oued Rir', au Chria Ayata (pl. XXIII, fig. 3). Mais les bombements considérés n'occupent le plus souvent que des étendues restreintes et paraissent indépendants les uns des autres; les couches relevées ne peuvent se suivre loin en direction, et leurs directions semblent quelconques.

Il ne s'agit donc là que de mouvements locaux du sol. Le plus simple et le plus vraisemblable me semble être de les attribuer aux affaissements et aux glissements résultant d'éboulements et de tassements souterrains, tels qu'il doit s'en produire avec une facilité particulière, ainsi que je l'ai exposé⁽¹⁾, dans ces formations (étant donnés, d'une part, leur nature argilo-sableuse et peu homogène, leur manque fréquent de cohésion, leur forte teneur en gypse et en sel marin, éléments solubles dans l'eau, et, d'autre part, la circulation des eaux ascendantes ou jaillissantes d'un grand bassin artésien au sein de terrains perméables de cette sorte). L'effondrement récent du Bahr Ramada (pl. XVIII, fig. 6 et 7), que j'ai signalé entre Ouargla et Tougourt, est fort instructif à cet égard. On peut citer aussi l'entonnoir de l'Aïn Taïba (pl. XVIII, fig. 4), au Sud de Ouargla, lequel, d'après M. F. Foureau⁽²⁾, a été formé, de même, par un effondrement survenu de mémoire d'homme.

On peut expliquer de la même manière les bossellements sans loi, sem-

⁽¹⁾ Deuxième partie, chap. I, § 2 et § 3, I.

⁽²⁾ F. Foureau. — Excursion dans le Sahara algérien, 1883 (*Rapport à M. le Ministre de l'Instruction publique*).

blables parfois à des boursouffures coniques, que les plateaux d'atterrissement présentent fréquemment et autour desquels la carapace rocheuse a été brisée en tous sens. De même aussi pour les festonnements irréguliers que l'on remarque le long des flancs de certaines érosions⁽¹⁾.

En dehors de ces accidents locaux du sol, on observe, dans certaines régions, des plongements et des ploiements d'un caractère beaucoup plus étendu. Il est certain, en effet, que, depuis leur dépôt, les atterrissements anciens ont subi des mouvements d'ensemble en relation avec les oscillations du Nord du continent africain, avec les exhaussements successifs du massif atlantique, etc. Que si l'on cherche à reconstituer les rivages de la nappe d'eau sous laquelle se sont déposés les terrains lacustres du Melrir, et si l'on considère leurs altitudes, on conclut à un exhaussement notable du côté occidental par rapport au côté oriental, ou inversement.

Ces mouvements d'ensemble ont peu altéré, en général, les pentes naturelles des couches : car leurs amplitudes, bien que notables, n'étaient en somme qu'assez faibles relativement aux étendues des régions élevées ou abaissées. Mais ils ont dû suffire pour développer des pressions latérales, sous l'action desquelles les couches ont pu se ployer légèrement, ou pour faire jouer des lignes de cassures préexistantes des terrains crétacés sous-jacents et relever, à l'aplomb de ces failles, les atterrissements superposés.

C'est à un soulèvement de cette nature que j'ai attribué, au Nord de l'Oued Rir', la ligne de relief du Kef el-Dohr, longue d'une trentaine de kilomètres et parallèle aux plissements de l'Atlas, suivant laquelle nous avons constaté deux ondulations conjuguées et inverses de faibles courbures. J'ai admis également, en principe, une explication semblable pour la formation de la chaîne parallèle de Nza-ben-Rzig, située un peu plus au Sud et transversale à la vallée de l'Oued Rir'.

La part à faire à ces phénomènes mécaniques, dans la configuration du

⁽¹⁾ M. Pomel signale dans l'Atlas, sur le bord et même dans l'intérieur de certaines sebkha, «des collines limoneuses qui semblent s'être élevées ou mieux boursouffées, comme s'il y avait eu gonflement ou foisonnement par la formation dans leur sein d'une grande quantité de sulfate de chaux sous l'action d'effluves sulfurées plus ou moins prolongées». (A. Pomel, *Le Sahara*, 1872.)

Vatonne indique également de petits cônes de soulèvement à la surface du plateau crétacé de Ghadamès, lequel est formé de dolomies quartzieuses dures, reposant sur des calcaires dolomitiques et des gypses; les flancs et les pieds de ces cônes sont jonchés de débris des couches supérieures. Cette destruction est due, dit Vatonne, «à la délitabilité des roches, à la présence du gypse, à l'action des agents atmosphériques, notamment de l'eau, qui a amené à l'état farineux, c'est-à-dire à un état de désagrégation complet, les roches de carbonate de chaux et de gypse; cette désagrégation de la roche amène un foisonnement, développe une pression intérieure, sous laquelle les couches dures des plateaux sont complètement brisées». (F. Vatonne, *Mission de Ghadamès*, 1863.)

Sans exclure ces deux ordres de phénomènes de ceux qui ont pu occasionner parfois la formation des bombements et des bossellements à la surface des atterrissements du Sahara, sans nier absolument non plus l'effet possible de la pression des eaux artésiennes et des gaz souterrains, sur lequel Ville a insisté, ainsi que j'ai dit (p. 231), je crois que l'interprétation donnée plus haut est celle qui s'applique au plus grand nombre de cas, du moins dans le bassin du Chott Melrir.

relief de la plaine saharienne, paraît devenir plus importante à mesure qu'on s'approche du massif atlantique.

Quant au redressement énergique et aux plissements que les terrains lacustres et de transport présentent à la lisière Nord du Sahara, à l'Est de Biskra, ils s'expliquent par un soulèvement du même ordre, ayant donné lieu à un exhaussement du massif montagneux de l'Atlas par rapport à la plaine saharienne (ou inversement à un abaissement de la plaine par rapport à la montagne), le long de la zone de moindre résistance devant exister à leur contact. On voit qu'il s'agit ici d'un mouvement de l'Atlas bien postérieur à son émergence principale.

Il est probable qu'à l'Ouest également, à la lisière Nord du bassin occidental d'atterrissement, un mouvement relatif d'exhaussement de l'Atlas par rapport au Sahara s'est produit postérieurement au dépôt des atterrissements anciens.

VII. DÉNUDATIONS DES ATTERRISEMENTS ANCIENS ET ATTERRISEMENTS QUATERNAIRES.

A une époque ultérieure survinrent de nouveau de grands phénomènes d'érosion, qui s'exercèrent sur les atterrissements anciens eux-mêmes, ainsi que sur les formations antérieures, et qui ébauchèrent le creusement des vallées et des chotts de l'Atlas et du Sahara. C'est là, tout au plus, qu'on peut faire commencer la période quaternaire dans le Nord du continent africain.

Une nouvelle série de terrains de transport et de terrains lacustres correspond à la période quaternaire dans le Sahara. Cette série est assez complexe; mais on peut y faire deux grandes divisions. La première représente le *Quaternaire ancien*, que nous considérons comme se terminant avec la fin du creusement des vallées principales et des grandes cuvettes de chotts. La seconde représente le *Quaternaire récent*.

Les grands phénomènes d'érosion par lesquels débuta notre Quaternaire saharien se manifestèrent sur une échelle particulièrement grandiose à la lisière Nord du Sahara, où les dénudations furent opérées par des masses d'eaux descendant de l'Atlas.

Au Nord du bassin oriental d'atterrissement et le long du pied méridional de l'Aurès, le terrain pliocène d'eau douce de Biskra fut largement entaillé : il présente aujourd'hui une terrasse démantelée, en relief de 40 à 50 mètres au-dessus des plaines environnantes. En aval, la dénudation fut générale jusqu'au Chott Melrir. Cette dénudation fut accompagnée du dépôt d'un dernier manteau de transport à gros éléments, épais ici de 4 à 5 mètres, qui repose en discordance sur les tranches des couches redressées des atterrissements anciens.

Grâce à cette discordance, la distinction du Quaternaire ancien et du Pliocène est facile au Nord du bas Sahara algérien. Il n'en est pas de même dans le Sud, à la surface des plateaux sahariens, où cependant il faut admettre que les

poudingues, notés par nous au niveau le plus supérieur des atterrissements anciens, représentent, en partie, le Quaternaire ancien et correspondent aux courants diluviens qui circulèrent à cette époque; cela doit être vrai, tout au moins, suivant certaines zones, et en particulier aux abords des vallées actuelles. Mais il faut ajouter que l'épaisseur de ces dépôts quaternaires, qu'on englobe forcément avec l'étage pliocène supérieur *t*², est, en général, faible et presque négligeable par rapport à la puissance des atterrissements anciens: il n'en reste donc pas moins établi que la grande masse des atterrissements sahariens doit être restituée au Pliocène.

Les phénomènes de remblaiement qui accompagnèrent les dénudations du début de la période quaternaire se produisirent non seulement sur les pentes, mais encore dans les dépressions, où s'accumulèrent la majeure partie des matériaux fins et ténus, au sein de nappes d'eaux tranquilles. C'est ainsi que, dans la dépression du Melrir, qui formait dès cette époque la partie la plus basse du bas Sahara algérien, le Quaternaire ancien est représenté par des dépôts lacustres correspondant comme niveau géologique au manteau de transport de la lisière Nord du bassin, bien que de facies différent. Les couches à *Cardium edule* qui constituent les petits gour des bords du Chott Melrir peuvent être considérées comme se plaçant à la partie supérieure de ces dépôts lacustres du Quaternaire ancien.

C'est pendant cette période du Quaternaire ancien que les phénomènes d'encroûtement, signalés au Sahara, eurent leur plus grande intensité, par suite de la décroissance de l'humidité générale. C'est alors que se forma surtout la carapace gypso-calcaire qui recouvre aussi bien les dépôts du Quaternaire ancien que les atterrissements anciens ou pliocènes.

Le creusement des vallées actuelles; sortes de gouttières qui descendent de l'Aurès vers le Melrir, fut postérieur; car il entaille tout cet ensemble. Il eut lieu progressivement, et il fut accompagné du dépôt d'une succession de terrasses étagées de poudingues, de graviers et de sables. Des cônes de déjection se formèrent au débouché des vallées dans la plaine dénudée; sur toute la surface de celle-ci, les ruissellements étalèrent un limon fin et argilo-sableux, brun clair, de plus de 10 mètres d'épaisseur, lequel règne uniformément jusqu'au chott.

D'autre part, on sait que le bassin du Melrir présente de grandes gouttières d'érosion venant du Sud, savoir: l'Oued Mya, descendant du plateau créacé de Tademayt, au Sud-Ouest; l'Oued Igharghar, du massif ancien du Sahara central, au Sud; puis l'Oued Rir', qui résulte de leur réunion et entaille le versant occidental du bassin d'atterrissement. On peut y joindre, au Sud-Est, l'Oued Souf, qui correspond également sans doute à une ligne d'érosion.

A l'Ouest, il faut aussi noter la grande gouttière de l'Oued Djeddi, qui descend du Djebel Amour.

Toutes ces lignes d'érosion convergent vers la grande dépression du Chott

Melrir, fond du bassin hydrographique actuel : bassin fermé, où s'accumulèrent, en majeure partie, les matériaux provenant des déblais énormes ainsi opérés par les eaux courantes.

Des phénomènes semblables se produisirent à la surface du bassin occidental. A la lisière Nord, le long du pied du Djebel Amour, et surtout vers l'Ouest, les atterrissements anciens subirent des érosions encore plus importantes qu'au Nord du bassin oriental. Dans la région des grands gour de Brizina, la dénudation fut presque générale, sur une épaisseur de 60 à 80 mètres et sur une étendue de plusieurs lieues vers le Sud. En aval, les eaux quaternaires creusèrent une série de gouttières, avec terrasses étagées; ces gouttières sont en pente vers le Sud-Est et diminuent graduellement de largeur et de profondeur. Plus au Sud, il résulte de la description de M. Marès que sous les Areg règne un terrain sableux, déposé par les eaux qui avaient opéré les dénudations d'amont.

Le creusement des chotts actuels du Sahara et de l'Atlas eut lieu concurremment avec celui des vallées.

La manière dont les eaux opérèrent pour creuser les cuvettes de ces chotts, qui sont parfois entièrement fermées, ne laisse pas, d'ailleurs, que d'être assez difficile à expliquer. Il est probable que le travail fut commencé par les eaux courantes, puis achevé sous l'action des eaux mêmes des lacs qui occupèrent longtemps encore ces bassins et qui, rongant graduellement leurs bords, tracèrent les lignes de falaises naturelles qu'on observe en maint endroit de leurs anciens rivages.

Au sein des lacs de la seconde époque se déposèrent de nouveaux sédiments marneux et vaseux, gypsifères et salifères.

La faune de cette seconde série de terrains de transport et de terrains lacustres comprend des coquilles terrestres des genres *Helix*, *Bulimus*, etc., des coquilles d'eau douce et saumâtre des genres *Melania*, *Melanopsis*, etc., et enfin le *Cardium edule*. Le *C. edule* vécut en abondance, d'abord associé à des espèces d'eau douce, puis d'eaux saumâtres, et enfin seul, dans les lacs quaternaires du Sahara; ses coquilles subfossiles jonchent par places le sol des chotts, des sebkha et des daya, aujourd'hui desséchés.

VIII. CHANGEMENT DE CLIMAT ET ALLUVIONS MODERNES.

Les débuts de l'ère actuelle sont caractérisés au Sahara par une transformation radicale du climat, qui, auparavant très humide, devint de plus en plus sec.

Le travail de ravinement des cours d'eau sahariens fut alors à peu près arrêté. Les lits mineurs des vallées sont restés, pour ainsi dire, simplement ébauchés : ils ne présentent pas de thalweg continu, mais seulement une succession de cuvettes allongées et étagées les unes à la suite des autres, séparées par des seuils en relation avec les ondulations des terrains soumis aux érosions

quaternaires. C'est ainsi que des seuils s'interposent entre les bas-fonds de Ouargla, de Bardad et de l'Oued Rir'.

Les eaux se retirèrent dans ces bas-fonds, qui constituaient autant de bassins fermés et y formèrent une série de lacs. Ceux-ci baissèrent graduellement de niveau, en raison de la diminution des pluies et de l'accroissement de l'évaporation, et furent réduits, en fin de compte, aux chotts et aux sebkha actuels.

Les alluvions modernes et actuelles n'ont relativement que fort peu d'importance au Sahara. Normalement les oueds sahariens sont à sec, et ils ne charrient qu'en cas de crue, c'est-à-dire tout à fait accidentellement. Seuls les oueds qui descendent de l'Atlas présentent des crues abondantes et périodiques et des alluvions dignes d'être notées.

Dans le bassin du Melrir, on voit en permanence de l'eau dans certains chotts et plus ou moins d'humidité dans certaines sebkha, même en été, et indépendamment des apports des crues des oueds; mais on se trouve là dans un bassin artésien, doté d'eaux souterraines, que la pression et la capillarité font remonter à la surface et affleurer dans les dépressions. Ces eaux ascendantes sont naturellement salées; en se concentrant et s'évaporant à la surface, elles y laissent leurs sels; les dépôts salins vont ainsi en augmentant sans cesse dans les chotts et les sebkha.

Il n'y a plus aujourd'hui au Sahara, en fait de mollusques vivants, que les espèces fluviatiles, encore assez nombreuses, que nourrissent en abondance les eaux d'irrigation, douces ou saumâtres, des oasis⁽¹⁾, et que les quelques espèces terrestres qui ont été mentionnées plus haut⁽²⁾ et dont les représentants sont d'ailleurs assez rares⁽³⁾.

§ 2. HYPOTHÈSE DE LA MER SAHARIENNE⁽⁴⁾.

Le Sahara, avec ses grandes plaines, ses dépressions salées et ses accumulations de sables, a été souvent regardé par les explorateurs comme un fond de

⁽¹⁾ Voir mon *Hydrologie du Sahara algérien* (Rapport hydrologique).

⁽²⁾ Deuxième partie, chapitre I, appendice I.

⁽³⁾ Il est intéressant de noter ici, à propos des grands lacs quaternaires et récents du Sahara, l'énorme extension que présentait également, à une époque géologique récente, le lac Tchad dans le Soudan central. D'après Nachtigall, les eaux du Tchad devaient recouvrir autrefois une superficie de près de 100,000 kilomètres carrés. Les régions qui appartiennent à son ancienne zone d'inondation sont tapissées d'une argile calcaire grise remplie par places de poissons fossiles et de coquilles d'apparence récente. Parmi les coquilles recueillies par Nachtigall, M. de Martens a reconnu : *Melania tuberculata*, Mull.; *Limnæa Natalensis*, Krauss, et *Spatha* sp., espèces d'eau douce encore actuellement vivantes dans l'Afrique orientale (K. Zittel, *Die Sahara*).

⁽⁴⁾ D'après le lieutenant-colonel Roudaire, la mer intérieure qu'il projetait de créer dans le bassin des chotts du Sud de la Tunisie et de la province de Constantine n'aurait fait que restaurer l'ancien état de choses, ce bassin ayant autrefois déjà communiqué avec la Méditerranée. Telle n'est pas mon opinion, ainsi qu'il ressortira du présent paragraphe; mais, sauf ce point, les deux questions d'une ancienne mer ayant existé au Sahara et d'une nouvelle mer à créer à l'Ouest de Gabès sont entièrement distinctes.

mer récemment soulevé et mis à sec. Cette manière de voir a été présentée avec de nombreuses variantes suivant les époques : en particulier, le Sahara algérien a été figuré comme recouvert à l'époque quaternaire par un vaste Océan, dans lequel se seraient mêlées les eaux de la Méditerranée et de l'Atlantique, et au Nord duquel l'Atlas, isolé du reste de l'Afrique, aurait formé une presqu'île reliée à l'Espagne.

Il y a une vingtaine d'années, la théorie de la mer saharienne fut soutenue avec éclat par MM. Bourguignat, Desor, Escher de la Linth, Ch. Martins, Ville, etc.; mais la plupart des travaux qui ont suivi sont venus contredire cette hypothèse.

Parmi les géologues qui ont le plus contribué à dissiper les illusions d'une mer saharienne à l'époque quaternaire, il faut citer au premier rang M. Pomel qui, dans son ouvrage sur le Sahara (1872), a combattu cette théorie avec une grande abondance et une grande force d'arguments. La question fut ensuite traitée sous diverses faces, mais avec des conclusions également négatives : par M. Jourdy dans la *Philosophie positive* (1875 et 1876); par M. E. Fuchs dans sa brochure sur l'*Isthme de Gabès* (1877); par M. H. Le Châtelier dans la *Revue scientifique* (1877); de nouveau, par M. Pomel devant l'*Association française pour l'avancement des sciences* (1877); par M. Tournouër devant la même Association (1878), etc.; puis, plus récemment, par M. Zittel dans son ouvrage *Die Sahara* (1883), et par M. Lenz dans la relation de son voyage du Maroc au Sénégal par Tombouctou (1884).

A mon tour, les études qu'il m'a été donné de faire sur la géologie du Sahara m'ont amené à m'inscrire contre la théorie d'une mer saharienne, et je me suis proposé, puisque cette théorie rencontre encore des partisans, de l'aborder de nouveau ici.

Dans le paragraphe précédent, j'ai donné l'état actuel des connaissances scientifiques sur les terrains d'atterrissement du Sahara, qui, d'après la théorie de la mer quaternaire, seraient d'origine marine — auquel cas cette qualification d'*atterrissements* ne leur conviendrait plus. J'ai décrit les terrains considérés tels que je les comprends, c'est-à-dire comme des terrains d'eau douce, dont la formation s'explique rationnellement soit par des phénomènes de transport dus à des eaux courantes ou à des ruissellements de pluie, soit par des phénomènes de sédimentation lacustre.

Il me reste à examiner, dans le présent paragraphe, si, parmi les arguments qui ont été invoqués en faveur de la mer saharienne, il en est qui contredisent vraiment ma manière de voir.

Je préciserai d'abord à quelles régions du Sahara aurait pu s'appliquer la théorie d'une mer quaternaire, en particulier, au Sud de l'Atlas.

Passant alors en revue les principaux arguments qui ont été invoqués par les partisans de la mer saharienne, j'y répondrai successivement. Vu son intérêt, je traiterai à part la question du *Cardium edule*.

Puis j'envisagerai plus spécialement la question d'un golfe méditerranéen de Gabès au Chott Melrir.

Enfin je dirai quelques mots de la question d'une mer quaternaire dans le Sahara oriental.

I. HYPOTHÈSES SUR L'EXTENSION D'UNE MER QUATÉNAIRE AU SUD DE L'ATLAS.

L'hypothèse d'une mer quaternaire recouvrant l'immensité des déserts actuels ne saurait plus être soutenue pour la totalité du Sahara, aujourd'hui que l'on connaît mieux sa géologie. Nous avons vu, en effet⁽¹⁾, que les vastes plateaux du Sahara septentrional sont constitués, pour moitié environ, par des formations d'âges crétacé, éocène et miocène, — formations dont nous avons indiqué l'extension dans le Sahara algérien et tripolitain d'abord, puis à l'Est, dans le Sahara oriental (déserts libyque et arabe); — à l'Ouest, nous avons noté déjà et nous décrirons plus loin⁽²⁾, à la surface du Sahara occidental, d'autres formations d'âge paléozoïque; — au Sud du Sahara algérien et tripolitain, ce sont également des terrains paléozoïques, puis c'est le massif des roches cristallines anciennes du Sahara central, etc. Il est évident que toutes ces régions sahariennes, — à la surface desquelles apparaissent soit des formations du Tertiaire moyen et inférieur ou du groupe secondaire, soit des terrains primaires ou même le terrain primitif, — étaient émergées bien avant l'époque quaternaire : on ne saurait supposer leur immersion sous les eaux d'une mer récente, laquelle n'y eût pas laissé trace de ses dépôts.

La thèse d'une mer récente ne peut donc plus s'appliquer qu'aux espaces, encore très vastes, il est vrai, qui sont occupés au Sahara par les terrains dits jusqu'ici *quaternaires*, autrement dit par nos *atterrissements sahariens*. Observons incidemment, à ce propos, que, si l'on étend l'hypothèse d'une origine marine à tout l'ensemble des atterrissements sahariens et si l'on admet avec nous que les atterrissements anciens sont d'âge pliocène, on arrive à conclure à l'existence d'une mer non plus seulement quaternaire, mais déjà pliocène au Sahara.

L'extension et la répartition de ces terrains — sédiments supposés d'une mer saharienne — sont indiqués, entre l'Atlas et le Ahaggar et entre le Maroc et la Tripolitaine, sur ma carte géologique du Sahara (pl. IV). Ils recouvrent, en particulier, la majeure partie du Sahara algérien, dans lequel la Méditerranée aurait alors pénétré par un détroit à Gabès, se serait avancée le long du pied méridional de l'Atlas vers l'Ouest jusqu'au Sahara marocain, aurait rempli deux vastes bassins s'étendant au loin vers le Sud et, plus au Sud encore, aurait poussé de larges fjords au travers du Sahara central, jusqu'au Ahaggar, et au delà.

⁽¹⁾ Première partie.

⁽²⁾ Quatrième partie.

Sans donner un tel développement à la mer supposée, certains auteurs se bornent à l'admettre dans la partie orientale du Sahara algérien, où le bassin du Chott Melrir aurait été occupé par un golfe méditerranéen. D'après l'extension déjà indiquée de nos terrains d'atterrissement dans ce bassin, le golfe en question aurait eu près de 700 kilomètres du Nord au Sud, et environ moitié de l'Est à l'Ouest.

D'autres enfin, ceux-ci plus nombreux, trouvent vraisemblable l'existence d'un ancien bras de mer dans la zone étroite et déprimée des trois grands chotts qui s'alignent de l'Est à l'Ouest, à partir de Gabès, au Sud de l'Atlas tunisien et constantinois, sur une longueur de 350 kilomètres à peu près. Le premier chott, le Djérid, est, il est vrai, en contre-haut du niveau de la mer, mais à une faible altitude, et il en aurait été séparé par un soulèvement récent; quant aux deux suivants, le Gharsa et le Melrir, ils sont, comme on sait, en contre-bas de ce niveau. Les eaux de la Méditerranée auraient rempli ces bassins autrefois, et même encore dans les temps historiques : c'est là qu'aurait été située la grande baie de Triton des auteurs anciens.

On peut dire que, réduite à des proportions aussi restreintes, la mer saharienne n'aurait plus été qu'un accident local.

II. RÉPONSE À DIVERS ARGUMENTS INVOQUÉS À L'APPUI D'UNE MER SAHARIENNE.

Altitudes des atterrissements du Sahara. — Les dernières explorations du Sahara ont vérifié que son altitude moyenne est notablement au-dessus du niveau de la mer.

Au milieu du Sahara algérien, on sait qu'un relief crétacé sépare les bassins d'atterrissement du Gourara et du Chott Melrir. Le bassin occidental présente, à sa lisière Nord, des altitudes de 800 à 950 mètres, en chiffres ronds; il descend au Sud vers le Gourara, le Touat, dont l'altitude doit être voisine de 250 mètres. Au Sud-Ouest de là, M. Lenz⁽¹⁾ a trouvé 120 mètres dans la partie la plus basse de la dépression d'El-Djouf; à Tombouctou, près du coude occidental du Niger, il a trouvé 200 mètres. D'autre part, dans le Sahara central, se dresse le massif montagneux du Ahaggar, dont les cimes atteignent 1,500 à 2,000 mètres. De là, il y a pente au Nord, vers le bassin du Melrir; les deux missions Flatters ont trouvé, dans le haut Igharghar, des altitudes de 595 mètres à Amguid, de 375 mètres à Timassinin; à Aïn-Taïba, on a 250 mètres, à Ouargla 161 mètres, à Tougourt 67 mètres, à El-Oued 77 mètres : ce n'est qu'à l'extrémité septentrionale du bassin, dans les cuvettes mêmes des Chotts Melrir et Gharsa, que l'on arrive au-dessous du niveau de la mer.

Sauf pour cette dernière région, la considération des altitudes ne saurait donc plus, en l'état des connaissances actuelles, fournir aucun argument à

⁽¹⁾ O. Lenz. — Timbuktu, Reise durch Marokko, die Sahara und den Sudan, 1884.

l'appui d'une mer saharienne au Sud de l'Atlas. Bien au contraire, elle amène plutôt à conclure contre cette hypothèse.

Il est vrai qu'en ce qui concerne les atterrissements anciens, leurs altitudes ne peuvent plus être invoquées davantage contre leur nature marine, du moment que l'on admet avec nous que cette grande formation est d'âge pliocène; car, depuis le Pliocène, le Nord de l'Afrique a présenté des mouvements d'oscillation, et surtout d'exhaussement, assez importants. L'Atlas a subi, depuis son émergence principale, des exhaussements graduels d'amplitudes notables; cela est prouvé par les altitudes auxquelles ont été relevées les formations sahariennes et pliocènes du littoral: par exemple, à l'Ouest d'Oran, MM. Pomel et Pouyanne signalent des dépôts de Pliocène marin, qui se trouvent aujourd'hui à 400 mètres au moins au-dessus de la Méditerranée⁽¹⁾.

Mais les altitudes témoignent, tout au moins, contre une mer saharienne à l'époque quaternaire proprement dite. En effet, les dépôts quaternaires marins du littoral méditerranéen de l'Atlas algérien et tunisien ne se montrent le plus souvent qu'à quelques mètres au-dessus de la mer, et leurs altitudes ne dépassent guère 30 à 40 mètres, au maximum, en Algérie. Exceptionnellement, M. Bleicher, d'après des renseignements inédits qu'il a eu l'obligeance de me communiquer, a découvert, près d'Oran, un cordon littoral quaternaire à une altitude non de 160 mètres, — comme il a été écrit — mais de 60 mètres: c'est, d'ailleurs, l'altitude la plus élevée qui ait été citée pour les formations de ce genre et de cet âge sur le littoral algérien et tunisien⁽²⁾.

De toute façon, depuis l'époque quaternaire, les exhaussements de l'Atlas n'ont pas eu assez d'amplitude pour qu'il soit admissible que la mer quaternaire ait pu pénétrer sur les hauts plateaux: même en n'envisageant que les parties déprimées et les cuvettes de ces hauts plateaux, on trouve que leurs altitudes varient entre 400 et 800 mètres.

Pour ce qui est du Sahara, on ne saurait, sauf sur les côtes maritimes, mesurer ses oscillations et ses bossellements depuis l'époque quaternaire. Il est possible que l'immense plaine qui s'étend au Sud de l'Atlas ait participé, du moins dans sa partie septentrionale, aux exhaussements du massif montagneux qui lui est attenant au Nord; mais l'amplitude de ses propres exhaussements n'a pas pu être supérieure, ou plutôt elle a dû être inférieure. Dès lors, étant donné l'écart entre le niveau de la mer et les altitudes actuelles de la grande majorité de ces espaces sahariens, il est tout à fait invraisemblable que les eaux de la mer aient pu les recouvrir à l'époque quaternaire.

⁽¹⁾ Pomel et Pouyanne. — Texte explicatif de la carte géologique provisoire au $\frac{1}{200000}$ des provinces d'Alger et d'Oran, 1884.

⁽²⁾ De plus, M. Bleicher a rencontré, entre Oran et Mers-el-Kebir, à des altitudes de plus de 113 mètres, deux lambeaux de dépôts détritiques avec coquilles terrestres et marines; parmi les premières se trouve l'*Helix lactea*, qui semble indiquer un âge assez récent. Toutefois M. Bleicher n'invoque pas ces deux faits comme preuve de l'existence d'un cordon littoral quaternaire à cette hauteur; peut-être a-t-on là simplement des débris de cuisines remaniées par les eaux (*kjokkenmødding*).

Dunes de sable. — Ville considérait les grandes dunes de sable du Sahara comme déposées par les eaux de la mer quaternaire. Or les grandes dunes de sable ne sont ni des dépôts quaternaires, ni des dépôts marins, pas plus, d'ailleurs, que des dépôts d'eau douce. Ainsi que nous l'exposerons plus loin⁽¹⁾, elles résultent du climat sec qui règne actuellement au Sahara, et leurs éléments proviennent de la désagrégation des terrains de grès et de sables sous les influences atmosphériques; elles sont de formation aérienne et actuelle.

Lignes de rivages. — Les falaises naturelles qui entourent les chotts peuvent être considérées comme les bords d'anciens lacs, aussi bien que d'anciennes mers. D'ailleurs, on chercherait en vain au Sahara des lignes de rivages maritimes, avec leurs dépôts caractéristiques, sauf à proximité des rivages actuels.

Sels des chotts. — Les sels des chotts ne prouvent nullement une origine marine. La présence du chlorure de sodium, dit *sel marin*, et l'abondance du gypse dans les atterrissements sahariens s'expliquent facilement, comme nous l'avons déjà fait observer, si l'on considère que les terrains de l'Atlas et du Sahara, aux dépens desquels ces dépôts de transport et lacustres ont été formés, sont presque tous imprégnés des mêmes sels, dont ils présentent même des couches épaisses et de grands amas naturels. Quant à leur concentration dans les sebkha et les chotts du Sahara, elle résulte de leur dissolution par les eaux souterraines et superficielles, puis de l'évaporation de ces eaux dans les bas-fonds de la surface sous l'influence de la sécheresse actuelle.

M. H. Le Châtelier, ayant recueilli des échantillons de croûtes de sel à la surface du Chott Melrir et les ayant analysés, a constaté que l'on ne pouvait les considérer comme les résidus d'évaporation d'une ancienne mer. « Leur composition — dit-il — ne le permet pas, et surtout leur proportion est trop faible. On en trouve une croûte de quelques centimètres au plus, ce qui correspondrait à l'évaporation d'une couche d'eau de mer d'une très faible épaisseur⁽²⁾. »

Théorie malacologique de M. Bourguignat. — Une considération d'un ordre spécial a été mise en avant et développée par M. Bourguignat⁽³⁾ à l'appui d'une mer récente dans le Sahara algérien, savoir : la présence au pied méridional de l'Atlas d'un certain nombre d'espèces de mollusques terrestres, regardées comme espèces littorales ou submaritimes, *Leucochroa candidissima* (pl. XXVIII, fig. 2), etc., *Bulimus decollatus* (pl. XXVIII, fig. 6), etc.

MM. Pomel et Tournouër ont répondu que « la présence de ces espèces ne prouve pas nécessairement le voisinage de la mer; elle prouve seulement la

⁽¹⁾ Troisième partie.

⁽²⁾ H. Le Châtelier. — La mer saharienne (*Revue scientifique*, 1877).

⁽³⁾ Bourguignat. — Malacologie de l'Algérie ou Histoire naturelle des animaux mollusques, terrestres et fluviatiles, 1864.

rencontre dans le climat, dans le sol siliceux et salifère, dans la végétation, par conséquent, de la région des chotts, de conditions biologiques favorables à la diffusion de ces espèces, qui ont ainsi pu se propager de proche en proche, soit du Nord au Sud, soit de l'Est à l'Ouest, loin du littoral, leur point de départ ⁽¹⁾. Mes propres observations sur les mollusques terrestres du Sahara algérien m'ont paru conformes à ce mode de propagation ⁽²⁾.

D'ailleurs M. Jourdy ⁽³⁾ a fait observer avec beaucoup de raison combien il est difficile d'admettre que la considération des mollusques terrestres, si complète et si savante que soit leur étude, puisse suffire pour tirer des déductions certaines relativement à la question de la mer saharienne.

Les coquilles marines de M. Desor. — On se rappelle combien il a été disserté au sujet de quelques rares coquilles marines, rencontrées accidentellement dans le bassin du Chott Melrir.

Je ne développerai pas de nouveau ici une question sur laquelle tout a été dit, ou à peu près. Je me contenterai de rappeler les faits en quelques mots et de reproduire les principales conclusions d'une critique des plus intéressantes, qui a été présentée à ce sujet par M. Tournouër, et à laquelle je renverrai pour plus amples détails ⁽⁴⁾.

Les coquilles marines dont il s'agit ne sont pas en place. Cela est certain, d'abord, en ce qui concerne les quelques coquilles usées et fragmentées, que M. Ph. Thomas a recueillies à la surface de l'ancienne oasis de Sedrata, près de Ouargla, en même temps que le *Cardium edule* et que des coquilles fluviales; de même, pour la grande *Arca* que M. Parisot a trouvée près du Chott Melrir, également à la surface. « Leur présence à la surface du sol ou dans les sables en mouvement, sur les anciens chemins des caravanes ou dans le voisinage des oasis habitées, doit être attribuée au fait de l'homme, même pour quelques espèces que leur origine lointaine et probablement orientale rend plus singulier de rencontrer dans le Sahara algérien. »

Ces coquilles ne prouvent rien de plus que les coquilles marines que l'on trouve couramment à Ouargla, où elles servent d'ornement aux femmes, mais où chacun sait qu'elles sont apportées et vendues par les Mzabites.

Un cas plus embarrassant est celui des coquilles marines rencontrées sur un point du Souf, près du puits de Bou-Chama (pl. XIX), par MM. Desor ⁽⁵⁾, Escher de la Linth et Ch. Martins : ici, ce n'est plus à la surface, mais sur les flancs d'anciennes érosions et dans les tranches de sables stratifiés, que furent recueillis,

⁽¹⁾ Extrait de la note de M. Tournouër qui est citée ci-dessous.

⁽²⁾ Voir ci-dessus, Deuxième partie, chap. I, Appendice I.

⁽³⁾ E. Jourdy. — La mer saharienne (*La philosophie positive*, 1875 et 1876).

⁽⁴⁾ Tournouër. — Sur quelques coquilles marines recueillies par divers explorateurs dans la région des chotts sahariens (*Association française pour l'avancement des sciences, Congrès de Paris*, 1878).

⁽⁵⁾ Desor. — Aus Sahara und Atlas, 1879.

avec le *Cardium edule* intact, un *Buccinum gibbosulum*, Lam., et des fragments de *Balanus miser*, L. Ce fut, pour les trois savants, la démonstration de la mer saharienne, à l'aide de laquelle ils avaient expliqué l'extension des glaciers en Europe, à l'époque quaternaire, et dont leur voyage au Sahara avait eu pour but de vérifier sur place l'existence supposée à cette époque.

Bien que le fait signalé par eux, à l'appui de leur thèse, soit et reste unique dans son genre, il serait assurément décisif (du moins pour le bassin du Melrir), si les coquilles en question occupaient incontestablement un gisement fossilifère proprement dit, si l'on pouvait affirmer qu'elles ont vécu là et y ont eu leur station. Mais tel n'est pas le cas, et M. Tournouër a montré qu'on peut, d'une manière fort plausible, considérer ces coquilles isolées « comme des coquilles remaniées et emballées dans un dépôt diluvien d'origine continentale ». Or cette dernière interprétation est la plus vraisemblable. Un fait unique et isolé, du moment qu'il n'est pas probant, ne saurait infirmer la conviction contraire qui résulte des témoignages répétés de tous les autres voyageurs et géologues, lesquels déclarent — comme, à mon tour, je le déclare — n'avoir pas trouvé au Sahara trace de fossile marin récent.

III. QUESTION DU *CARDIUM EDULE*.

Mais c'est sur le *Cardium edule*, si commun au Sahara à l'état fossile et sub-fossile⁽¹⁾, qu'est basé le principal argument des partisans de la mer saharienne.

Le *Cardium edule* en place a été recueilli abondamment dans le Sahara algérien et tunisien, en des points nombreux et très distants et à des altitudes très diverses : d'abord, dans le bassin occidental, au daya de Habessa; puis en différentes parties du bassin oriental, le long de la zone déprimée de Gabès au Chott Melrir et jusqu'à une demi-journée au Sud de Ouargla⁽²⁾.

L'apparition du *C. edule* au Sahara date, avons-nous vu, de l'époque du Pliocène supérieur (étage supérieur de transport ancien t^{2b} de l'Oued Rir').

⁽¹⁾ *C. edule*, Linné, var. *solide* et var. *fragile*, Tournouër (pl. XXVIII, fig. 20 à 22), et *C. edule*, var. *minor* ou *C. saharicum*, Bourguignat.

⁽²⁾ Voici les divers points du Sahara algérien et tunisien où le *Cardium edule* a été recueilli :

Dans le bassin occidental, au daya de Habessa, à plus de 400 mètres d'altitude, où il a été trouvé pour la première fois par M. Marès, en compagnie de *Melania tuberculata*, de *Melanopsis Maresi* et de *Limnées*, *Physes* et *Paludestrines*.

Dans le bassin oriental, sur les bords du Chott Melrir, d'abord, au Nord-Ouest, à Oum-el-Thiour par Ville, par M. Jus, par moi, etc., puis sur la route du Souf par M. Desor; puis presque partout autour de ce chott par MM. Roudaire et H. Le Châtelier; sur le bord septentrional du Chott Djérid, à Tozeur, par M. Roudaire (en association avec *Melania tuberculata* et *Melanopsis cariosa*); à l'oasis de Mtoudja par la mission italienne des chotts tunisiens; dans le Souf par M. Desor, à Guemar (isolé) et à Bou-Chama (associé aux quelques coquilles marines dont il a été parlé plus haut); dans les environs de Ouargla par M. Marès, puis à Sedrata par M. Thomas, enfin par moi au Sud du Gara Krima, point le plus méridional où cette coquille ait été signalée au Sahara.

Cette espèce animale fut ensuite très répandue dans les eaux du Sahara pendant la série des temps quaternaires (Quaternaire ancien et Quaternaire récent), et ce fut la dernière espèce qui vécut dans les bassins des chotts, des sebkha et des daya.

Le *C. edule* suffit-il à prouver l'existence d'une mer? Nullement. M. Tournouër, dans la même étude, résume ce que l'on sait exactement des conditions biologiques diverses de cette espèce, dans les différentes contrées où elle est connue⁽¹⁾, et il en résulte clairement que ce n'est pas là une espèce purement marine, mais surtout une espèce d'eau saumâtre, pouvant même s'acclimater dans des eaux douces. Et le fait est qu'au Sahara, elle se trouve généralement associée à des espèces fluviatiles.

Quant au *Cardium edule* du Sahara⁽²⁾, ce qu'il prouve seulement, conclut M. Tournouër, c'est «l'existence de lagunes saumâtres, peut-être parfaitement indépendantes les unes des autres; et les conditions dans lesquelles il a été généralement recueilli, s'accommodent très bien de l'hypothèse des géologues qui ne voient dans les chotts que des bassins remplis d'abord par des eaux douces, qui sont devenues ensuite de plus en plus salées, de façon à être finalement inhabitables à tout être vivant. Les eaux de ces bassins ont dû recevoir, d'abord, une population de mollusques fluviatiles, *Mélanies* ou *Mélanopsides*, à laquelle a pu s'associer bientôt le *C. edule*, puisque, d'après les observations citées⁽¹⁾, il peut s'acclimater dans une eau douce. Cette population mixte a pu cohabiter assez longtemps dans ces bassins; car, d'un autre côté, je sais par M. Thomas que les *Mélanies* et les *Mélanopsides* des oasis de Ouargla vivent souvent dans des eaux saumâtres, surchargées de chlorure de sodium et absolument imposables. Puis l'excès de salure a dû tuer d'abord les *Mélanies* et finalement les *Cardium*

⁽¹⁾ «Le *Cardium edule*, dit M. Tournouër, n'est pas une coquille vraiment marine et attestant le littoral d'une grande mer, comme les Littorines, les Patelles et les Troques. Aujourd'hui c'est une coquille répandue sur une quantité de points de nos côtes européennes, soit des mers du Nord et de l'océan Atlantique, soit de la Méditerranée, mais que l'on trouve surtout dans les embouchures ou vers les embouchures des rivières, dans les lagunes ou bassins littoraux qui reçoivent des eaux douces (comme le bassin d'Arcachon, l'étang de Thau, l'étang de Berre, etc.), ou dans des fonds de mers peu salés comme la Baltique, la mer d'Azof, la mer Caspienne, etc. A Trapani, en Sicile, et ailleurs, il vit avec le *Potamides conicus*. Dans les lacs amers de l'isthme de Suez, il vivait en compagnie également de *Potamides* et de *Melania tuberculata*. Il est cité par M. de Martens comme vivant dans le lac salé de Tsary-Kamych, au Sud-Ouest du lac d'Aral, en compagnie d'une Hydrobie et d'une Nératine. En Algérie même, M. Vélain a observé ce fait curieux du *C. edule* vivant, avec des Solen, dans l'eau potable d'un petit cours d'eau séparé de la mer par une barre de sable.

«En raison de ces conditions très différentes d'habitat, le *C. edule* varie singulièrement sous le rapport de la taille, de l'épaisseur, de la forme générale, plus ou moins transverse, plus ou moins courte et ramassée de la coquille et sous celui de son ornementation; et ces variations lui ont fait donner beaucoup de noms spécifiques par les zoologistes.»

⁽²⁾ «Au point de vue spécifique, dit M. Tournouër, les *Cardium* des chotts ne me paraissent pas pouvoir être distingués du *C. edule* (*sensu lato*) de la région méditerranéenne, si polymorphe. Eux-mêmes varient beaucoup, sous les mêmes rapports et probablement sous l'influence des conditions analogues à celles qui produisent les variations actuelles de l'espèce vivante.»

J'ai indiqué plus haut les trois variétés que présentent ces *C. edule* des chotts sahariens.

eux-mêmes. . . . Eau douce d'abord, eau saumâtre ensuite, puis eau surchargée de sel et impropre à la vie animale ⁽¹⁾. »

Dans une courte réponse que M. G. de Mortillet me faisait au sujet de la mer saharienne ⁽²⁾, il s'exprimait ainsi : « Vous demandez des fossiles ? Eh bien, vous en avez un, le *Cardium edule*. Il se trouve non seulement dans la mer, mais il habite aussi les eaux saumâtres. C'est vrai; seulement qu'est-ce qui prouve que les *Cardium* du Sahara sont plutôt d'eau saumâtre que d'eau de mer ? Et puis, les eaux saumâtres ne sont-elles pas la conséquence, la fin de l'occupation marine ? »

En effet, si l'on demande des fossiles, on n'en trouve qu'un, méritant d'être pris en considération : c'est le *Cardium edule*. Mais ce fossile n'est pas caractéristique, et, à lui seul, il ne saurait prouver la mer.

Ce qui prouve que les *Cardium* du Sahara sont plutôt d'eau saumâtre que d'eau de mer, c'est qu'on ne trouve avec eux que des coquilles fluviatiles, et que, s'ils étaient marins, ils ne manqueraient pas d'être associés à quelques gisements de fossiles marins authentiques.

Les eaux saumâtres ne sont pas forcément la fin d'une occupation marine, explication contre laquelle témoigne ici la composition des résidus salins. Dans le cas actuel, elles s'expliquent tout naturellement par l'évaporation et par la concentration d'eaux ayant circulé dans des terrains eux-mêmes salifères.

Concluons sur ce point : le fait général est que les terrains récents du Sahara ne présentent pas de véritable gisement de fossile vraiment marin. Cela posé, comment admettre l'existence d'une mer qui n'eût pas laissé le moindre vestige des êtres qui l'habitaient ?

IV. QUESTION D'UN GOLFE MÉDITERRANÉEN DE GABÈS AU CHOTT MELRIR.

L'altitude du seuil qui sépare le golfe de Gabès du Chott Fejej est, au col, de moins de 48 mètres au-dessus du niveau de la mer Méditerranée. Le chott voisin, qui prend successivement les noms de Fejej et de Djérid, est encore en contre-haut du niveau de la mer; mais son altitude n'est que de 15 à 33 mètres. Le Chott Gharsa, qui fait suite, est nettement en contre-bas. Enfin le Chott

⁽¹⁾ Cet exposé s'applique aux lacs quaternaires qui ont occupé les chotts actuels. Mais le *Cardium* vivait déjà dans les grandes nappes lacustres de la période antérieure, pendant le Pliocène supérieur.

Pour ce qui est du *Cardium* des chotts, M. Tournouër le croit, en effet, quaternaire et même quaternaire ancien. « On peut l'induire de ce qu'il a été trouvé dans les daya avec le *Melanopsis Maresi* et dans le Chott Gharsa avec le *Melanopsis cariosa* : deux espèces qui n'ont pu encore être rencontrées vivantes en Algérie, et que, par conséquent, on peut considérer, jusqu'à nouvel ordre, comme appartenant à une faune éteinte et relativement ancienne. »

Enfin, relativement à la manière dont le *Cardium* a pu pénétrer dans les bassins fermés des chotts, M. Tournouër émet l'hypothèse de sa propagation par le fait des oiseaux aquatiques et palmipèdes.

²⁾ *L'Homme, journal des sciences anthropologiques*, juin 1884.

Melrir, qui termine cette zone de dépression, allongée vers l'Ouest, est à un niveau encore inférieur, et, près de son bord occidental, les altitudes négatives descendent au-dessous de — 31 mètres.

Assurément il aurait suffi, dans la région de Gabès, d'un soulèvement de faible amplitude — tel qu'il pourrait s'en être produit depuis les temps quaternaires et même depuis les temps historiques — pour avoir élevé une barre entre les eaux de la Méditerranée et cette série de bassins, dans lesquels la mer eût auparavant pénétré sous forme d'un golfe allongé, et pour avoir réuni à la terre ferme l'emplacement de l'ancien bras de mer supposé.

Il faut même reconnaître qu'une telle hypothèse se présentait naturellement à l'esprit dans ce cas particulier; mais le fait est qu'elle n'a pas été confirmée par l'observation des faits géologiques. Elle est contredite, au contraire, par l'ensemble des considérations qui précèdent et dont la plupart s'appliquent également ici, ainsi que par l'identité des chotts en question avec les autres chotts du Sahara et de l'Atlas, sauf l'altitude, et par l'étude directe de ces chotts. Enfin elle a été combattue par les géologues qui ont pu explorer la barre même de Gabès.

M. Fuchs ⁽¹⁾ a déclaré n'avoir découvert, dans cette partie déprimée de la côte, aucun bras de mer qui eût disparu à la suite d'un soulèvement récent.

M. Pomel a constaté ⁽²⁾ que le seuil de Gabès présentait un terrain gypso-limoneux, rougeâtre ou isabelle, grossièrement stratifié, ne renfermant aucune trace de fossile marin, mais seulement des fragments de coquilles terrestres: terrain d'origine continentale, que ce géologue a reconnu comme appartenant à la grande formation diluvienne des atterrissements anciens, étudiée et décrite par lui en maintes autres régions du Sahara. Il faut donc écarter l'idée que la mer ait pu pénétrer à cette époque par le seuil de Gabès dans la région des chotts. — On ne peut même rien trouver sur ce seuil d'attribuable au lit d'un cours d'eau qui aurait pu servir d'exutoire aux bassins des chotts, qui étaient alors certainement fermés.

Sur le versant occidental, M. Pomel a recueilli des fragments de poteries romaines et des instruments en silex taillés des temps préhistoriques.

Sur le versant oriental, la même formation s'abaisse vers la Méditerranée et se trouve recouverte par des dépôts fluviatiles d'âge plus récent, renfermant des coquilles d'eau douce, *Mélanies*, etc., et des *Cardium edule*, ainsi que des silex taillés, d'un très beau type, et des ossements, débris de repas; puis l'atterrissement ancien se poursuit sous la mer et constitue les îles de Djerba et de Kerkena. C'est encore lui qui forme les falaises de la côte, où il augmente de puissance, avec bancs de poudingues interstratifiés; il est couronné par un

⁽¹⁾ E. Fuchs. — Sur l'isthme de Gabès, 1877.

⁽²⁾ A. Pomel. — Géologie de la province de Gabès et du littoral oriental de la Tunisie (*Association pour l'avancement des sciences, Congrès du Havre, 1877*).

dernier banc de poudingue, cimenté par la carapace habituelle de calcaire concrétionné, et formant un repère stratigraphique.

M. Pomel s'est assuré que l'ensemble de ce terrain avait subi des mouvements, ainsi que d'importantes dénudations, antérieurement aux dépôts à Mélanies et à silex taillés. Il conclut à un mouvement d'affaissement dans le golfe de la petite Syrte, et inversement, à un exhaussement dans le Nord, à partir de Sfax.

Ces conclusions fort nettes n'ont nullement été infirmées par les travaux plus récents de M. Roudaire sur la région des chotts tunisiens, ni par la critique intéressante qui en a été donnée au point de vue géologique par M. Dru (bien que cette étude soit faite dans un sens favorable à la mer saharienne⁽¹⁾). Les nouveaux documents dont il s'agit me semblent, au contraire, cadrer parfaitement avec ce que j'ai dit des formations fluviolacustres du Nord du bas Sahara algérien, tout en complétant nos connaissances sur la partie la plus orientale de ce bassin.

Dans le travail de M. Dru, auquel je me suis déjà reporté plus haut⁽²⁾, on trouvera plusieurs coupes de cette région; la coupe principale va du golfe de Gabès au Chott Gharsa.

Il a été vérifié, avons-nous déjà dit, qu'à l'aplomb de la barre de Gabès existait un relief souterrain du même terrain créacé qui encadre le seuil. Au col, les atterrissements superposés sont réduits à une épaisseur de 33 mètres. Leur coupe en ce point présente, de bas en haut : 1° une couche de poudingue, qui recouvre directement le chaînon créacé; 2° des argiles et des alternances de sables, de sables argileux, d'argiles sableuses, d'argiles et de marnes, le tout gypseux et salifère; 3° des sables gypseux, qui doivent représenter une partie de l'assise gypso-limoneuse indiquée par M. Pomel, fortement dénudée ici.

Le groupe argilo-sableux inférieur, avec poudingues à la base, correspond évidemment à l'étage fluviolacustre inférieur de Biskra l_1 (Pliocène inférieur). L'assise gypso-limoneuse supérieure correspond à l'étage supérieur de transport de Biskra l^{2c} (Pliocène supérieur), qui présente ainsi à l'Est, dans le Sahara tunisien, le même facies limoneux avec poudingues qu'à l'Ouest, dans le Sahara oranais.

La formation fluviolacustre l_1 , qui occupe la moitié inférieure de cette coupe, augmente d'épaisseur de part et d'autre du seuil; elle plonge d'abord en pente douce vers l'Ouest, puis règne sous les Chotts Fejej, Djérid et Gharsa, où elle devient sans doute très puissante. L'étage supérieur de transport l^{2c} se poursuit également; mais il est plus ou moins dénudé.

Quant à la surface même des chotts, elle présente une épaisseur variable de sables plus récents, quaternaires, avec *Helix* et *C. edule*; ceux-ci sont recouverts, dans les régions basses, par une vase salifère.

⁽¹⁾ E. Roudaire. — Rapport à M. le Ministre de l'Instruction publique sur la dernière expédition des chotts, 1881.

⁽²⁾ Première partie, chap. I, § 1, III.

Le seuil ou l'isthme qui sépare les Chotts Djérid et Gharsa et s'appelle le Draael-Djérid, est plus important comme relief que le seuil de Gabès; c'est une terrasse étroite et allongée, dirigée de l'Est-Nord-Est à l'Ouest-Sud-Ouest, qui s'élève à son point culminant, entre Tozeur et Nefta, de 150 mètres environ au-dessus des bords du Chott Djérid et davantage au-dessus du Gharsa. Ce second seuil est, comme le premier, en atterrissements anciens; il se trouve également en relation avec un relief souterrain et préexistant du terrain crétacé, ainsi qu'il a été constaté du côté Nord-Est, au sondage du col de Kriz.

Le Draa el-Djérid a été récemment exploré par M. Thomas dans sa partie Nord-Est, entre Tozeur, El-Hammam et le Cherb occidental. D'après les renseignements inédits que je tiens de son obligeance⁽¹⁾, le Draa y est constitué par des alternances de marnes et de grès, avec poudingues, qui se rapportent, sans aucun doute possible, aux formations pliocènes d'eau douce de la lisière Nord du Sahara; M. Thomas m'a signalé en particulier, à El-Hammam, des marnes rutilantes et des grès ferrugineux, qui rappellent exactement le « terrain lacustre du Nord de Biskra » de Tissot. Les couches, sensiblement horizontales, se relèvent graduellement vers l'Est-Nord-Est, au contact des couches sénoniennes du Cherb occidental, celles-ci en calcaires marneux et en grès.

A l'autre extrémité du Draa, au Sud-Ouest, il semble, d'après la coupe ci-devant mentionnée de M. Dru, que l'étage supérieur de transport 1^{re} apparaît seul, avec une épaisseur visible de 40 mètres environ au col de Mouïat-Sultan. Il y a ainsi plongement général de la formation vers le Sud.

Les couches affleurent nettement par leurs tranches sur les deux flancs du Draa el-Djérid, et ce sont les dénudations latérales qui ont donné au seuil son relief définitif au-dessus des chotts voisins. C'est de l'époque des grandes érosions des atterrissements anciens, c'est-à-dire de la fin de notre Pliocène saharien, que datent la première ébauche de ces cuvettes et leur séparation en bassins fermés; ceux-ci furent occupés dès lors par des lacs distincts, sans communication avec la mer. Les érosions ultérieures achevèrent de tracer leurs contours, qui devaient être arrêtés vers la fin de notre Quaternaire ancien, bien que les eaux renfermées dans ces bassins aient pu encore elles-mêmes entailler graduellement leurs bords.

Ces lacs ou lagunes quaternaires pouvaient exister encore dans les temps historiques.

Est-ce là qu'il faut placer, comme on l'a cru généralement, l'ancienne mer intérieure dont parlent les historiens et les géographes de l'antiquité? Non, si vraiment les textes anciens établissent qu'il s'agissait, non pas d'une sorte de mer morte, mais d'un bras de mer de la Méditerranée. Depuis les temps quaternaires, l'isthme de Gabès n'a pas cessé de s'interposer; la région des chotts n'a pas cessé d'être reliée à la terre ferme; et même, le littoral de la petite Syrte,

⁽¹⁾ Printemps et été 1885 (Renseignements ajoutés avant la publication).

loin d'avoir gagné du terrain sur la mer, a, au contraire, notablement reculé devant elle.

Où se placerait alors la mer africaine d'Hérodote et de Scylax, la grande baie de Triton? A cette question, déjà ancienne, un savant allemand, M. Mannert⁽¹⁾, faisait, au commencement du siècle, bien avant M. Roudaire, une réponse qui compte toujours de sérieux partisans et qui a le mérite d'être la plus simple, tout en étant vraisemblable, sinon certaine : l'ancienne baie de Triton ne serait autre que le golfe de Gabès actuel.

Cependant une thèse entièrement nouvelle et inattendue a été produite et soutenue dans ces dernières années par M. le Dr Rouire⁽²⁾. Les découvertes géographiques qui ont été faites en Tunisie depuis la conquête française, ont permis de constater l'existence d'un nouveau bassin hydrographique dans la Régence, le bassin du lac Kelbia : ce bassin embrasse toute la portion centrale de la Tunisie, traverse la plaine de Kairouan et aboutit aux lagunes qui se trouvent au fond du golfe de Hammamet, en communication avec la mer. Or il existerait une correspondance frappante entre le bassin du Kelbia et les données des auteurs anciens au sujet de l'ancien bassin du fleuve Triton. M. Rouire conclut que c'est là, au Nord de Sousa, et nullement à hauteur de Gabès, que se plaçait autrefois le lac Triton.

J'ai moi-même étudié, en 1885, au point de vue géologique, la région du lac Kelbia et le littoral de la Tunisie centrale; mais je dois dire que la géologie ne fournit pas d'argument décisif pour ou contre l'assimilation du bassin du Kelbia avec l'ancien bassin du Triton. Cette assimilation me semble possible; mais elle reste douteuse.

V. QUESTION D'UNE MER QUATERNAIRE DANS LES DÉSERTS LIBYQUE ET ARABIQUE.

Nous avons écarté l'hypothèse d'une mer quaternaire dans les régions sahariennes qui s'étendent au Sud de l'Atlas.

A l'Est de ces régions, on ne saurait même pas discuter la question à la surface des grands plateaux crétacés de la Tripolitaine. Il est vrai que M. Rholf, dans la relation de son voyage de Tripoli à Sokna (1879)⁽³⁾, signale aux environs de Bou-Ndjeim de petites collines, formées par « des bancs entiers de *Cardium edule*, d'aussi fraîche conservation que s'ils venaient de sortir de la mer »; mais cette région se trouve non loin du littoral méditerranéen, à une altitude voisine de la mer, et il s'agit évidemment là d'anciennes plages soulevées de Quaternaire marin, comme j'en ai rencontré sur la côte orientale de Tunisie, au Nord de Sfax, et comme il en existe en maint endroit du littoral barbaresque. Cela prouve simplement une légère émergence de cette partie de la côte tripolitaine

¹⁾ Mannert. — Géographie comparée des États Barbaresques, 1825.

²⁾ Rouire. — L'ancienne mer intérieure africaine (*Revue scientifique*, 1884).

³⁾ G. Rholf. — Reise von Tripolis nach der Oase Kufra, 1881.

depuis les temps quaternaires, mais nullement une extension importante de la Méditerranée quaternaire vers l'intérieur du Sahara tripoliteain.

Plus à l'Est, pour ce qui est des régions orientales du Sahara, les travaux de M. Zittel sur la géologie des déserts libyque et arabe ont conduit également à des conclusions négatives, au sujet d'une récente immersion sous la Méditerranée⁽¹⁾. L'émersion de la partie septentrionale de ces déserts est, il est vrai, moins ancienne dans la série des temps géologiques que pour le reste du Sahara; nous avons vu⁽²⁾ qu'au Nord du 25° degré de latitude s'étend ici, de part et d'autre du Nil, une puissante formation marine, superposée au Crétacé et appartenant à l'Éocène inférieur et à l'Éocène moyen; nous avons dit ensuite⁽³⁾ que plus au Nord, le plateau de la Cyrénaïque est constitué par des terrains miocènes, également marins. Mais, pendant la période pliocène, ces régions étaient définitivement émergées et appartenaient déjà au continent africain. Telles sont également, à l'égard du désert libyque et arabe, les conclusions de M. Neumayr, dans son histoire géologique de la partie orientale de la Méditerranée⁽⁴⁾.

M. Zittel dit explicitement qu'il n'a pas trouvé, dans le désert libyque, trace d'une mer récente. Cette prétendue mer n'y est attestée par aucune coquille, aucun fossile, aucune ligne de rivage caractéristique.

M. Zittel n'émet de doute qu'au sujet de la dépression profonde et allongée qui borde, sous forme d'une bande étroite, le pied méridional du plateau de la Cyrénaïque. On trouve là des oasis et des bassins situés de 27 à 70 mètres au-dessous du niveau de la mer; le *Cerithium conicum*, espèce actuelle de la Méditerranée et de la mer Rouge, y vit en abondance dans les marais salés de Siouah et de Garah.

« Une faible différence de niveau de la côte septentrionale d'Afrique aurait suffi pour mettre le Delta égyptien sous les eaux de la mer et amener les flots de la Méditerranée ou de la mer Rouge dans l'enclave indiquée du désert libyque. Il en serait résulté un golfe, qui eût relié l'Égypte à l'oasis d'Ammon, et peut-être même se serait poursuivi par Djalo et Aoudjilah jusqu'à la grande Syrte. — On ne saurait, d'ailleurs, soutenir avec certitude que ce golfe existait pendant l'époque quaternaire; car les dépôts marins ou les fossiles d'âge quaternaire manquent totalement dans toutes ces dépressions de Siouah, d'Aradj et autres. »

§ 3. CONCLUSIONS SUR LES ATTERISSEMENTS DU SAHARA.

L'hypothèse de la mer saharienne étant écartée, je résumerai mes conclusions sur les atterrissements du Sahara, d'abord en ce qui concerne leur synchronisme avec les formations pliocènes et quaternaires d'eau douce de l'Atlas, et ensuite

⁽¹⁾ K. Zittel. — Die Sahara, 1883.

⁽²⁾ Première partie, chap. II, § 3, II, et § 4, III.

⁽³⁾ Première partie, chap. II, § 3, III, et § 4, III.

⁽⁴⁾ Neumayr. — Die Geschichte des östlichen Mittelmeergebietes, 1882.

pour ce qui est des mouvements relatifs de l'Atlas et du Sahara pendant le Pliocène et le Quaternaire.

I. SYNCHRONISME DES ATERRISSEMENTS DU SAHARA ET DES FORMATIONS PLIOCÈNES ET QUATERNAIRES D'EAU DOUCE DE L'ATLAS.

Le principal soulèvement de l'Atlas, ayant eu lieu après le dépôt et la consolidation des molasses miocènes, se trouve contemporain du principal soulèvement des Alpes, dont il est évidemment le contre-coup. Or, celui-ci pouvant être considéré comme ayant ouvert la période pliocène en Europe⁽¹⁾, il devait sembler naturel, *à priori*, de procéder par analogie dans le Nord de l'Afrique et, par suite, de considérer la grande masse des formations continentales d'eau douce qui se déposèrent ensuite tant sur l'Atlas que dans le Sahara, comme appartenant au Pliocène — en majeure partie tout au moins.

C'est ce qui a été vérifié d'abord sur l'Atlas. On n'a pu, il est vrai — et quoi qu'il ait été dit — y trouver, jusqu'à ce jour, de relations stratigraphiques d'une suffisante netteté entre les formations d'eau douce des hauts plateaux et les formations marines du littoral, d'âges sahélien (Miocène supérieur), pliocène et quaternaire. Mais on y a étudié indépendamment ces formations d'eau douce, et l'on est arrivé à établir leurs âges respectifs, dans plusieurs régions de l'Atlas algérien, d'après les indications fournies par leurs faunes de mollusques et surtout de vertébrés.

En ce qui concerne spécialement les formations d'eau douce de la région de Constantine, nous avons montré, en rendant compte des travaux de M. Ph. Thomas, qu'on pouvait y distinguer de bas en haut : d'abord un groupe fluvio-lacustre, de nature mixte, se subdivisant lui-même en deux étages et représentant le Pliocène inférieur; puis un étage essentiellement de transport, représentant le Pliocène supérieur; ensuite un diluvium, d'âge quaternaire ancien, et enfin les alluvions d'âge quaternaire récent. Les mêmes étages principaux se retrouvent certainement parmi les formations d'eau douce des autres régions de l'Atlas.

Dans le Sahara, les divisions se montraient moins clairement, par suite de l'apparente uniformité de l'ensemble des formations d'eau douce qu'on englobait sous la désignation d'*atterrissements sahariens*. De plus, les indications paléontologiques y faisaient à peu près défaut, en l'absence totale d'ossements fossiles ou de coquilles de quelque valeur.

On y avait distingué cependant deux groupes principaux : les atterrissements anciens et les atterrissements quaternaires; mais les atterrissements anciens eux-mêmes étaient regardés par la plupart des géologues comme d'âge quaternaire ou, du moins, quaternaire ancien. Cette manière de voir ne me sembla pas

⁽¹⁾ A. de Lapparent. — Traité de géologie.

suffisamment démontrée, et je fus amené à la contredire par une série de considérations dont aucune, prise isolément, n'était sans doute décisive, mais dont l'ensemble établissait une forte présomption en faveur de l'opinion, déjà émise autrefois par Coquand, d'après laquelle les atterrissements anciens du Sahara doivent être rapportés au Pliocène (terrain Subapennin). Fallait-il admettre, en effet, sans preuve formelle, que, pendant le Pliocène — tandis que les eaux diluviennes déposaient sur l'Atlas un tel développement de formations fluviolacustres — il ne se soit rien déposé sur les régions adjacentes du continent africain, ou que les dépôts correspondants du Sahara aient été entièrement enlevés par les dénudations ultérieures ou masqués par les atterrissements quaternaires? En présence de l'énorme développement des atterrissements sahariens eux-mêmes, était-il naturel de restreindre, sans nécessité reconnue, la période de leur dépôt aux temps quaternaires proprement dits?

Il n'y avait, de fait, aucune raison stratigraphique, ni minéralogique, pour mettre les atterrissements anciens de l'Oued Rir' sur un autre niveau que le terrain pliocène d'eau douce de Biskra et de la lisière Nord du Sahara. D'autre part, il y avait lieu de tenir compte des soulèvements auxquels les atterrissements anciens ont été soumis, tant dans le Sahara qu'au pied de l'Atlas, et dont l'explication devenait, tout au moins, plus facile en admettant que les formations ainsi soulevées fussent pliocènes, etc.

En dernier lieu, il m'a été donné d'apporter à l'appui de ma thèse une preuve paléontologique, digne d'une très sérieuse considération, sinon absolument irrécusable en elle-même. Des *Helix* fossiles ont été rencontrés dans les atterrissements anciens de l'Oued Rir', à Mraïer. Ces *Helix* de Mraïer appartiennent incontestablement à la faune intéressante et bien connue des mollusques terrestres qui caractérisent le Pliocène inférieur dans les régions de Biskra et de Constantine.

De plus, l'étude approfondie des atterrissements du bassin du Melrir ou du bas Sahara algérien m'a permis d'y introduire des divisions fort nettes. Dans les atterrissements anciens — autrement dit dans ce que j'appelle le *terrain Saharien* — je distingue, de bas en haut : d'abord un étage inférieur de transport t^1 et un étage lacustre l , dont la réunion représente le Pliocène inférieur du bas Sahara algérien, et ensuite un étage supérieur de transport t^2 , qui représente le Pliocène supérieur. Puis, dans les atterrissements quaternaires, je fais encore deux divisions : le Quaternaire ancien, tantôt avec facies de transport, tantôt avec facies lacustre, et le Quaternaire récent, c'est-à-dire les alluvions proprement dites. Il n'est pas douteux, d'ailleurs, que les atterrissements des autres régions du Sahara ne présentent les mêmes divisions principales.

Or, si l'on compare les faits ainsi observés indépendamment, d'un côté, par M. Thomas sur l'Atlas de Constantine, au Nord, et d'un autre côté, par moi dans le bassin du Chott Melrir, au Sud, on ne peut manquer d'être frappé — comme nous l'avons été l'un et l'autre — de la correspondance qui existe entre

les principaux étages ou groupes d'étages distingués, d'une part, dans les formations pliocènes et quaternaires d'eau douce de l'Atlas, et d'autre part, dans les atterrissements anciens et quaternaires du Sahara. On est ainsi amené à conclure — comme M. Thomas et moi sommes absolument d'accord pour conclure — au synchronisme de ces deux grandes séries de formations fluvio-lacustres et diluviennes.

C'est ce que j'ai voulu montrer clairement en dressant le tableau suivant⁽¹⁾, où j'ai placé, entre les deux colonnes relatives à l'Atlas et au Sahara, une colonne intermédiaire pour le Sud de l'Atlas et le Nord du Sahara :

TABLEAU DU SYNCHRONISME

DES FORMATIONS QUATERNAIRES ET PLIOCÈNES D'EAU DOUCE DE L'ATLAS DE LA PROVINCE DE CONSTANTINE ET DU BAS SAHARA ALGÉRIEN.

	Atlas.	Sud de l'Atlas et Nord du Sahara.	Sahara.
Quaternaire récent.	Alluvions des vallées du Tell et des chotts des hauts plateaux, avec coquilles d'espèces actuelles.	Alluvions des vallées du Sud de l'Atlas et limon de la plaine du Zab oriental, avec coquilles actuelles.	Alluvions des vallées du Sahara et limons gypseux et salifères des chotts, sebkha et daya, avec <i>Cardium edule</i> et coquilles actuelles.
FIN DU CREUSEMENT DES VALLÉES PRINCIPALES ET DES GRANDES CUVETTES DE CHOTTS.			
Quaternaire ancien.	Diluvium des hauts steppes (limon rouge et cailloux roulés, croûte gypso-calcaire) et travertins, avec coquilles actuelles.	Poudingues, sables et croûte gypso-calcaire de la lisière Nord du Sahara ($q = 5^m$).	Couches à <i>C. edule</i> du Chott Melrir. Poudingues, sables et croûte gypso-calcaire, avec coquilles actuelles, des plateaux sahariens.
FALLES ET DÉNIVELLATIONS. SOULÈVEMENT DE L'EST DE BISERA. SOULÈVEMENT DU KEF EL-DOHR.			
Pliocène supérieur.	Conglomérats, sables jaunes et limons ferrugineux à <i>Bulimus Bavouzi</i> , à <i>Hipparion</i> , <i>Equus Stenonis</i> et nombreux vertébrés, d'Ain el-Bey, du Mansourah, du Coudiat Ati (environs de Constantine), de Bizot, des environs de Sétif, de Guelma et de la vallée de la Seyhouse, etc.	Poudingues, grès et sables gypseux, jaunes ou rouille, du Hodna et de la lisière Nord du Sahara ($t^c = 120^m$, près Biskra).	Poudingues, sables et grès gypseux, jaunes ou rouille, des falaises de l'Oued Rir' (apparition du <i>C. edule</i>) ($t^b = 20^m$) et de Ouargla ($t^a = 100^m$).
Pliocène inférieur.	Travertins et marnes à <i>Bul. Bavouzi</i> , <i>Helix semperiana</i> , var., à <i>Hipparion</i> et <i>Equus</i> , d'Ain el-Bey et d'Ain el-Hadj-Baba (environs de Constantine, 100^m). Marnes gypsifères et conglomérats à <i>H. semperiana</i> et nombreuses <i>Helix</i> dentées du Polygone d'Artillerie, du Hammam (environs de Constantine), de Bizot, de Guelma, etc.	Marnes gypseuses, travertins, grès et poudingues à <i>Helix Tissoti</i> du Hodna et de la lisière Nord du Sahara (l_1). Poudingues à la base.	Argiles, marnes et intercalations sableuses, avec gypse et calcaire concrétionné, du Chott Melrir (plus de 150^m), de l'Oued Rir' ($l = 65^m$) et de Ouargla ($l' = 8^m$), avec <i>H. semperiana</i> , var. Poudingues, sables quartzeux et cailloux roulés des nappes artésiennes de l'Oued Rir' et de Ouargla. (t^1 , plus de 70^m).

Terrain Saharien.

⁽¹⁾ Tableau auquel il a été renvoyé plusieurs fois ci-dessus.

On voit que deux grandes phases apparaissent nettement dans la période pliocène continentale du Nord de l'Afrique, aussi bien dans le Sahara que sur l'Atlas.

La première phase est mixte, lacustre ou clysmienne, suivant les époques et suivant les régions. Elle débute dans le Sud par de grands phénomènes de dénudation et de transport, représentés par les sables et cailloux roulés inférieurs de l'Oued Rir' et de Ouargla. Puis cette phase comprend un long intervalle de calme, pendant lequel se déposèrent les marnes et travertins du Tell, ainsi que les marnes lacustres du bas Sahara.

La seconde phase est essentiellement clysmienne; elle débute par des phénomènes généraux de dénudation et se trouve représentée par des terrains de transport, poudingues, conglomérats, sables, grès, limons, extrêmement variables de puissance et de composition, et le plus souvent caractérisés par une teinte ferrugineuse. C'est pendant cette seconde phase, et sans doute vers sa fin, que le *Cardium edule* fit son apparition dans les eaux déjà saumâtres du bassin du Melrir.

Ici se placent des phénomènes mécaniques d'une certaine importance, sur lesquels nous allons revenir : faille et dénivellation dans l'Atlas, soulèvement à la lisière Nord du Sahara et dans le Sahara même.

Postérieurement survint une nouvelle série de phénomènes de dénudations, qui préludèrent au creusement des vallées et des chotts et furent accompagnés du dépôt d'un grand manteau diluvien. C'est là, tout au plus, qu'on peut faire commencer la période quaternaire continentale du Nord de l'Afrique, et même on pourrait se demander si, par analogie avec les idées aujourd'hui admises en Europe, il n'y aurait pas lieu de considérer la période pliocène comme se prolongeant jusqu'à la fin du creusement des vallées principales et des grandes cuvettes de chotts; jusqu'à nouvel ordre cependant, le mieux semble être de classer ce manteau diluvien comme quaternaire ancien. C'est à ce niveau géologique que correspondent les couches à *Cardium edule* du Chott Melrir.

De puissantes sources hydro-thermales déposèrent alors d'importantes masses de travertins dans le Tell, et un encroûtement gypso-calcaire se forma sur presque toute la surface des atterrissements de l'Atlas et du Sahara, sans doute sous l'effet d'une diminution générale de l'humidité.

Enfin le Quaternaire proprement dit est représenté par les alluvions des vallées de l'Atlas et du Sahara et par les limons gypseux et salifères des grandes dépressions, des chotts, sebkha et daya, avec *C. edule*.

Un dernier mot au sujet du *C. edule* du Sahara : il ne saurait suffire à caractériser une époque définie, ainsi qu'on l'avait admis. Apparue au Sahara vers la fin du Pliocène, il y présentait son plus grand développement pendant le Quaternaire ancien, et il n'a cessé d'être l'hôte passager des lagunes sahariennes jusqu'à une époque récente et presque actuelle.

II. MOUVEMENTS RELATIFS DE L'ATLAS ET DU SAHARA PENDANT LE PLIOCÈNE
ET LE QUATERNAIRE.

Le Nord du continent africain n'a pas laissé que de subir, depuis le soulèvement principal de l'Atlas, des oscillations, qui, bien que moins importantes, sont loin d'être négligeables. Certaines régions se sont exhaussées, d'autres se sont abaissées; des mouvements relatifs d'une amplitude assez grande s'observent suivant certaines zones.

Ces phénomènes complémentaires du soulèvement principal de l'Atlas méritent de fixer notre attention, à la fin de cette étude sur les atterrissements pliocènes et quaternaires du Sahara, car ils ont une part intéressante dans l'histoire géologique du Sahara pendant les périodes correspondantes.

D'une manière générale, on peut dire que l'Atlas a continué à s'exhausser par rapport au Sahara pendant le Pliocène et le Quaternaire.

Est-ce, en réalité, l'Atlas qui s'est élevé ou le Sahara qui s'est abaissé?

Pour l'Atlas, on sait que, du côté du littoral, il a présenté encore, après son émergence définitive et comme dernières phases de son soulèvement, une série d'exhaussements par rapport au niveau de la Méditerranée: c'est ce que démontrent, par exemple, les altitudes auxquelles ont été relevées les formations sahéliennes et pliocènes du littoral oranais, et, d'autre part, le développement du Pliocène émergé sur les côtes orientales de Tunisie; c'est ce qu'indiquent ensuite les plages soulevées de Quaternaire ancien, tout le long du littoral barbaresque. Mais il devient difficile de raisonner sur le sens absolu des mouvements, quand on s'écarte vers l'intérieur de l'Atlas, attendu que ses diverses parties ont certainement joué beaucoup entre elles. Toutefois on peut admettre que l'ensemble du massif montagneux s'est réellement exhaussé.

Quant au Sahara, nous avons vu qu'inversement, il s'est abaissé par rapport à la Méditerranée dans la partie orientale du Sahara tunisien, ainsi que le prouve l'affaissement des atterrissements anciens qui a été constaté dans le golfe de la petite Syrte, au Sud de Sfax; en revanche, nous avons vu que plus à l'Est, au delà de Tripoli, le littoral du Sahara tripolitain s'était exhaussé, ainsi qu'en témoignent les plages soulevées de Quaternaire marin des environs de Bou-Ndjeim. Mais ces remarques isolées sont fort insuffisantes, et si l'on s'avance vers l'intérieur du continent saharien, il n'y a plus aucun terme de comparaison avec le niveau de la mer: dès lors, l'observation directe ne saurait plus porter, de nouveau, que sur des mouvements relatifs.

Considérant spécialement la partie du Sahara qui est située dans le Sud de la province de Constantine et de la Tunisie — autrement dit *le bas Sahara* — on voit qu'elle s'est notablement abaissée par rapport à l'Atlas, témoin le redressement énergique des couches pliocènes d'eau douce au Nord du bassin du Melrir, contre l'Aurès; on peut ajouter que cette partie du Sahara s'est

abaissée aussi par rapport aux parties centrales et occidentales du Sahara algérien. Il y a même beaucoup de vraisemblance pour qu'il s'agisse là d'un abaissement réel par rapport au niveau de la mer.

A ce propos, j'ai cru intéressant de tracer un profil Nord-Sud au travers de l'Afrique du Nord, par l'Aurès et le Ahaggar (pl. X, fig. 1).

Ce profil ne diffère sans doute pas notablement de celui qu'on aurait tracé au travers des mêmes régions aussitôt après le soulèvement principal de l'Atlas, du moins, en n'envisageant les choses que par grandes masses et très sommairement et en négligeant les inégalités de relief dues aux érosions ultérieures. Il est vrai que les mouvements ultérieurs d'exhaussement de l'Atlas par rapport au Sahara, dont nous nous occupons précisément ici, ont dû augmenter d'autant le relief de ce massif montagneux par rapport à la plaine saharienne; mais il faut observer, en revanche, que le relief de l'Atlas a dû être diminué sur une échelle comparable, si l'on tient compte des phénomènes de dénudations et d'atterrissement qui ont eu lieu pendant les mêmes périodes pliocènes et quaternaires, et qui ont opéré, d'une part, de gigantesques ablations sur l'Atlas et, d'autre part, des comblements non moins gigantesques dans le Sahara. Aussi les mouvements complémentaires du soulèvement principal de l'Atlas semblent-ils n'avoir guère modifié la distribution générale des reliefs à la surface du continent africain : dès la fin du Miocène, l'Atlas se dressait, avec des altitudes comparables à ses altitudes actuelles, entre la dépression marine de la Méditerranée et la dépression continentale ou lacustre du Sahara, laquelle s'élevait en pente douce vers le pôle du Ahaggar, au Sud.

Quoi qu'il en soit exactement sur ce dernier point, les caractères saillants du profil en question (pl. X, fig. 1) sont restés les mêmes. On remarquera la dissymétrie du profil de l'Atlas : lorsque ce système de montagne s'est constitué sur le globe, le plus grand effort du relief — en ce qui concerne, du moins, la partie orientale de la zone montagneuse — s'est porté vers le Sud, donnant lieu, de ce côté, au massif culminant de l'Aurès; le flanc le plus abrupt plongeait au Sud et faisait face à une grande dépression lacustre, celle du bas Sahara dont il formait le rivage. Inversement, la partie la plus basse de cette dépression lacustre se trouvait placée excentriquement au Nord, au pied même de l'Aurès⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Le profil donné par la figure 1 de la planche X suit à peu près le 4° degré de longitude Est.

Un profil mené à 2 degrés plus à l'Ouest, suivant le 2° degré de longitude Est, différerait du précédent, en ce que la dissymétrie de l'Atlas s'y montrerait en sens inverse. Le plus grand effort du relief s'est porté ici vers le Nord, donnant lieu de ce côté au massif culminant du Djurdjura; le flanc le plus abrupt plonge au Nord et forme le rivage de la grande dépression marine de la Méditerranée. Au Sud, la dépression continentale qui s'étend au pied du flanc méridional de l'Atlas est beaucoup moins accusée : c'est le haut Sahara.

De même, pour les profils qu'on tracerait au travers de la partie occidentale de l'Atlas.

Il est, d'ailleurs, conforme à la loi habituelle de voir que le massif de l'Aurès, faisant face au bas Sahara, est plus important que le massif du Djebel Amour faisant face au haut Sahara.

Ces dispositions sont conformes aux lois générales de la distribution et de la dissymétrie des reliefs à la surface du globe, telles que M. de Lapparent les a formulées ⁽¹⁾. Or, il était également conforme à ce qu'on observe généralement, avec des dispositions semblables, de voir, après la phase principale du soulèvement, la région déprimée s'affaisser encore davantage par rapport au massif en relief.

Dans le cas particulier qui nous occupe, on se rend parfaitement compte que les terrains crétacés, qui constituent l'ossature générale de ces régions méridionales de l'Atlas et septentrionales du Sahara, aient présenté une zone de moindre résistance suivant la zone de contact du massif fortement plissé de l'Aurès et de la cuvette crétacée du Melrir. C'était là une zone prédestinée aux dislocations et aux failles, sous les derniers efforts ayant agi sur cette partie de l'écorce terrestre, dislocations et failles qui devaient se répercuter dans les atterrissements superposés.

L'amplitude du déplacement relatif qui s'est produit le long de cette zone, après le dépôt des terrains pliocènes d'eau douce, a été de 200 mètres environ à l'Est de Biskra. Mais l'abaissement du Sahara oriental par rapport à l'Atlas a dû être plus grand à une certaine distance de la zone de dislocation : par suite, le fond de la dépression lacustre, qui se trouvait sans doute auparavant non loin du pied méridional de l'Aurès, a été reporté à une centaine de kilomètres au Sud, vers l'emplacement actuel du Chott Melrir, où il s'est produit une sorte d'effondrement.

Dans l'Ouest, la zone limite de l'Atlas et du Sahara a également joué au contact de l'Atlas oranais et du haut Sahara; mais les déplacements relatifs y semblent bien moindres que dans l'Est. Il n'est même pas impossible que le haut Sahara, malgré son abaissement par rapport à l'Atlas, ait participé (d'une manière réduite, il est vrai) à l'exhaussement du massif montagneux qui lui est attenant au Nord.

D'autres zones de dislocation récentes existent certainement au Sahara : il convient de rappeler à ce propos le soulèvement du Kef el-Dohr, parallèle aux plissements de l'Atlas. De plus, les mouvements relatifs des diverses régions ont développé des pressions latérales, sous l'action desquelles les couches d'atterrissement ont pu se ployer et se plisser, comme dans le Souf, par exemple. Ces phénomènes mécaniques s'observent surtout dans les régions voisines de l'Atlas et autour de la dépression du Melrir; mais ils deviennent de plus en plus rares vers le Sud.

C'est dans l'Atlas que les exemples de failles et de dénivellations récentes sont naturellement les plus fréquents, et je crois, en particulier, à un mouvement général d'effondrement de la zone des hauts plateaux par rapport aux deux zones montagneuses qui la flanquent.

⁽¹⁾ A. de Lapparent. — *Traité de géologie.*

Une dernière considération est celle des âges successifs de ces dislocations récentes, postérieures au soulèvement principal de l'Atlas.

Il y en a évidemment de plusieurs âges. Elles ont procédé par étapes graduelles, les ruptures d'équilibre ayant été séparées par des périodes de calme, et chaque mouvement d'une certaine importance ayant occasionné, dans le régime des eaux courantes, un changement de régime d'importance correspondante.

Trois mouvements principaux me semblent pouvoir être distingués. Le premier se place vers la fin de la période fluvio-lacustre du Pliocène inférieur, et a prélué aux grandes dénudations par lesquelles a débuté le Pliocène supérieur. Le second mouvement, qui apparaît comme le plus important, a coïncidé avec les soulèvements de l'Est de Biskra et du Kef el-Dohr, et c'est lui qui nous a servi à tracer la limite entre notre Pliocène et notre Quaternaire; ce mouvement post-pliocène a déterminé la configuration des bassins lacustres du Sahara et de l'Atlas et fixé les emplacements des futurs chotts; il a prélué aux grandes érosions par lesquelles débuta le Quaternaire ancien. Enfin le troisième mouvement sépare le Quaternaire ancien et le Quaternaire récent; il a été marqué par l'affaissement des fonds des dépressions lacustres à leurs niveaux actuels, ou à peu près, et suivi par les érosions qui achevèrent le creusement des vallées et des chotts.

TROISIÈME PARTIE.

GRANDES DUNES DE SABLE DU SAHARA.

La question des dunes de sable a beaucoup divisé les voyageurs au Sahara. Les observations qu'il m'a été donné de faire au cours de notre mission confirment l'opinion de Vatonne⁽¹⁾, que les dunes sont de formation contemporaine et que leurs éléments proviennent de la désagrégation des roches sous les influences atmosphériques et sous l'effet du climat saharien; elles démontrent que l'amoncellement des sables est dû, dans les déserts de l'Afrique comme sur certains rivages de l'Europe, entièrement au vent, dont le rôle prédominant, signalé par M. Marès⁽²⁾, M. Duveyrier⁽³⁾ et M. Largeau⁽⁴⁾, était contesté par la plupart des géologues s'étant occupés du Sahara; elles mettent en lumière la relation qui existe entre les chaînes de dunes et le relief du sol; enfin elles permettent d'affirmer que les grandes dunes ne sont pas, à proprement parler, mobiles, mais présentent une progression lente, suivant la direction de la résultante mécanique des vents⁽⁵⁾.

Bien que ces conclusions s'appliquent spécialement aux grandes dunes du Sahara algérien — les seules que j'ai pu étudier personnellement — elles doivent être également vraies pour les grandes dunes des autres parties du Sahara, ainsi que pour celles des déserts de l'Asie centrale.

Certains éléments de la question varieront d'une région à l'autre. Ainsi tandis que, dans le Sahara algérien, ce sont principalement les terrains d'atterrissement qui, par leur désagrégation, donnent naissance aux dunes de sable, ce seront évidemment les grès de Nubie dans le désert libyque. La résultante mécanique des vents qui agissent sur les grandes dunes n'aura pas non plus partout la même direction : dans l'ensemble du Sahara algérien, elle est dirigée vers le Sud-Est, et c'est dans ce sens qu'a lieu la progression lente des grandes dunes; ailleurs, cette conclusion devra être modifiée, et, dans le Sahara algérien même, on trouvera des exceptions locales.

Mais, d'une manière générale, les phénomènes naturels et mécaniques qui

⁽¹⁾ F. Vatonne. — Mission de Ghadamès, 1863.

⁽²⁾ P. Marès. — Note sur le Sahara au Sud de la province d'Oran (*Bulletin de la Société géologique de France*, 1857).

⁽³⁾ H. Duveyrier. — *Les Touareg du Nord*, 1864.

⁽⁴⁾ V. Largeau. — *Le Sahara*, 1877.

⁽⁵⁾ Les principaux résultats de mes observations et de mes études sur les grandes dunes de sable du Sahara avaient été consignés par moi, dès 1881 et 1882, dans une communication à l'Académie des sciences et dans plusieurs autres publications.

engendrent et régissent les dunes doivent être les mêmes partout où règne le climat saharien, se reproduire et s'enchaîner de la même manière.

C'est pourquoi je considère les lois que je vais démontrer pour le Sahara algérien, comme étant celles qui président, dans toutes les régions sahariennes et désertiques, au régime des grandes dunes de sable. Le Sahara algérien est, du reste, une des parties les plus instructives du Sahara pour l'étude des grandes dunes. Le désert libyque présente assurément une beaucoup plus grande extension de dunes : c'est le désert de sables, par excellence; mais je ne crois pas que ce soit là qu'il faille aller pour discerner nettement les diverses faces de la question du régime des grandes dunes du Sahara.

Ceci posé, je diviserai la présente étude en sept paragraphes :

- 1° Description des dunes et chaînes de dunes du Sahara;
- 2° Relation des grandes dunes du Sahara algérien avec les terrains d'atterrissement;
- 3° Désagrégation des roches du Sahara;
- 4° Rôle du climat dans la formation des dunes au Sahara;
- 5° Démonstration de l'amoncellement des grandes dunes du Sahara par le vent;
- 6° Relation des chaînes de dunes du Sahara avec le relief du sol;
- 7° Absence de mobilité et progression lente des grandes dunes du Sahara.

Dans un huitième et dernier paragraphe, je résumerai les cinq lois principales de la formation et du régime des grandes dunes du Sahara.

§ 1. DESCRIPTION DES DUNES ET CHAÎNES DE DUNES DU SAHARA.

Les grandes dunes de sable, l'*Erg* ou les *Areg*, comme on les appelle en arabe, n'occupent guère, d'après M. Pomel⁽¹⁾, qu'un neuvième de la surface du Sahara, entre l'océan Atlantique et le désert libyque : c'est dans la zone septentrionale qu'elles forment les accumulations les plus considérables.

Les principaux groupes de dunes, entre l'Atlantique et le désert libyque, ont été indiqués par M. Duveyrier⁽²⁾. Le mieux connu est le groupe spécialement appelé l'*Erg*, qui est situé dans le Sahara algérien, et se divise en Erg oriental et Erg occidental⁽³⁾; il s'étend du 34° au 20° degré de latitude Nord et du 8° degré de longitude Est au 4° de longitude Ouest. L'Erg est continué vers le Sud-Ouest, dans le Sahara marocain, par le groupe des dunes d'Iguidi. Au

⁽¹⁾ A. Pomel. — Le Sahara, 1872.

⁽²⁾ Pour les grandes dunes du désert libyque, voir l'ouvrage de M. K. Zittel : *Die Sahara, ihre physische und geologische Beschaffenheit*, 1883.

⁽³⁾ On peut dire que les frontières géographiques du Sahara algérien sont tracées par les limites extérieures de l'Erg, sauf naturellement entre l'Erg oriental et l'Erg occidental. Mais politiquement ces frontières ne sont pas définies, sauf à l'Est, du côté de la Tripolitaine; au Sud, les régions touareg et, au Sud-Ouest, l'Oued Messaoura et le Touat doivent être considérés comme rentrant dans la sphère d'influence de l'Algérie.

Sud-Est, il est séparé du groupe d'Edeyen par la Hamada de Tinghert et la Hamada el-Homra.

Ces trois grands groupes, avec les deux divisions de l'Erg, sont figurés sur ma carte géologique du Sahara de l'Atlas au Ahaggar et du Maroc à la Tripolitaine (pl. IV).

La superficie de l'Erg est évaluée à 12 millions d'hectares. Ces évaluations sont généralement exagérées. Les sables ne recouvrent pas entièrement les espaces immenses qui sont marqués en dunes sur les cartes, forcément sommaires pour des contrées aussi lointaines. En réalité, là où des voyageurs ont passé, ils ont constaté que les grandes dunes comprennent des chaînes allongées et distinctes, rectilignes ou courbes, entre lesquelles apparaît souvent le terrain sous-jacent. Les sillons qui les séparent, ou les cuvettes qu'elles entourent, peuvent avoir plusieurs kilomètres de largeur.

Ces chaînes de sable offrent des pics, des cols, etc.; les plaines, vallées, enceintes intermédiaires sont fréquemment barrées par leurs ramifications ou par des séries de veines de sable transversales et parallèles. Les sables constituent ainsi des sortes de massifs montagneux, fort accidentés. La hauteur de ces accumulations de sable au-dessus du sol ne dépasse généralement pas 150 à 200 mètres; dans certaines régions, elle atteint des chiffres plus élevés: les plus hautes dunes de l'Erg oriental, au Sud-Est de ce groupe, non loin de Ghadamès, auraient, d'après M. Largeau, jusqu'à 500 mètres et davantage.

On verra sur ma carte un essai de représentation sommaire des chaînes de dunes de l'Erg oriental.

D'autre part, j'ai constaté en plusieurs endroits qu'on avait marqué en dunes sur les cartes des alluvions de sables quartzeux presque meubles, comme on en rencontre fréquemment au Sahara⁽¹⁾. Cependant la confusion n'est pas permise: les sables de ces alluvions sont grossiers, inégaux, mêlés de graviers de quelques centimètres et parsemés de cristaux de gypse; si faible que soit, par places, leur cohésion, ils sont toujours plus ou moins agglutinés par un ciment gypso-calcaire, qui souvent les encroûte; leur surface est irrégulière, avec dépressions et monticules informes, sans aucune loi.

Au contraire, la vraie dune est caractérisée par l'uniformité de sa composition et par la régularité géométrique de ses formes. Les sables, accusant un triage et un classement bien plus parfaits, y sont exclusivement quartzeux, en grains roulés et polis de moins d'un millimètre en moyenne, les mêmes sensiblement du haut à la base de la dune⁽²⁾; individuellement hyalins ou légèrement colorés en jaune rougeâtre par des traces ferrugineuses, ils prennent en masse

⁽¹⁾ Par exemple, des terrains mi-meubles de *Nebka*.

⁽²⁾ Les grains les plus gros, vers le bas, ont environ 2 millimètres de diamètre.

Au pied même des dunes qui reposent sur certains sols ou dans les dunes qui sont appliquées sur les reliefs de certains terrains, il se peut que les sables soient mêlés de quelque proportion de graviers, de cristaux gypseux, de coquillages brisés, etc.

une teinte d'or mat, magnifique au soleil du Sahara. Les monticules de sable affectent les mêmes formes extérieures, les mêmes modes d'orientation et de groupement que sur nos côtes, et l'on peut dire que les dunes de Gascogne donnent une image, pâle et réduite, il est vrai, des grandes dunes du Sahara.

On connaît la forme type de la dune de sable (pl. XXIII, fig. 5) : un monticule dissymétrique, avec une croupe allongée et inclinée en pente douce du côté d'où vient le vent, un talus raide et légèrement concave (pente moyenne de 32° à 33°) du côté opposé, et, à l'intersection des deux surfaces, une arête vive, transversale et courbée en croissant. On sait que le sable, poussé par le vent, gravit la pente antérieure, s'élève jusqu'au sommet, et de là tombe suivant le talus postérieur; c'est ainsi que, sous l'action du vent, on voit les petites dunes avancer en roulant sur elles-mêmes.

Cette dune type a reçu des Arabes le nom de *sif* (pl. *siouf*), c'est-à-dire de dune en lame de sabre ou de cimenterre, à cause de la forme de son profil en long. Mais la forme des dunes perd naturellement sa netteté quand le vent change de direction, subit des remous, etc.

Les dunes élémentaires se groupent, s'étagent et constituent, par leur réunion, des mamelons ou même de petites montagnes, dont les formes sont moins définies, et auxquels on donne le nom général de *ghourd* (pl. *aghrad*), champignon. Le *ghourd* rappelle plus ou moins la dune type; mais souvent il se complique et offre à sa surface des sillons et des veines en relief, dont les arêtes sinueuses s'entre-croisent.

Enfin les mamelons se groupent pour former des chaînes (pl. XXXIX, fig. 1), et les chaînes pour former des massifs montagneux. Ces grands massifs de sable ont leur orographie, avec chaînes principales, chaînons transversaux, etc., et, de plus, il est à noter que dans leur ensemble, ils présentent en grand, comme la dune type en petit, un versant doux et un versant raide : le versant raide du grand Erg est ce qu'on appelle l'*Oudjh*, face, front.

La direction d'une chaîne n'a rien de commun avec l'orientation des dunes élémentaires, qui font saillie à sa surface. La première est fixe; la seconde varie avec le vent, et ces variations donnent lieu, en outre, à des enchevêtrements, à des formes complexes et souvent bizarres, avec contours parfois hardis, toujours harmonieux⁽¹⁾. Après un vent suffisamment prolongé, les dunes élémentaires figurent une série d'échelons qui s'élèvent en crémaillère jusqu'aux crêtes principales (pl. XIV, fig. 3, et pl. XVI, fig. 3).

Dans les chaînes que j'ai vues au Sahara, la hauteur des dunes élémentaires, faisant saillie au milieu d'une chaîne, ne dépasse généralement pas une vingtaine de mètres. La hauteur des mamelons de dunes groupées en *ghourd* est souvent de plus de 100 mètres; je citerai, à une journée au Sud d'El-Goléa, le piton

⁽¹⁾ M. Duveyrier a donné la désignation et la nomenclature des nombreuses et différentes formes du relief de la région des dunes; on trouvera cet exposé dans le compte rendu des travaux de la Commission supérieure pour l'examen du projet de mer intérieure dans le Sud de l'Algérie et de la Tunisie, 1882.

de sable isolé du Gueurn el-Chouf, haut de 70 mètres, et, non loin de lui, le piton du Gueurn Abd el-Kader, isolé également et plus élevé encore.

Le voyageur qui traverse une grande chaîne de dunes se croit au milieu d'un dédale inextricable; mais s'il gravit une cime élevée, il est dédommagé de ses fatigues par le spectacle grandiose auquel il assiste : les dunes qui l'entourent de toutes parts ressemblent, surtout quand elles sont bien orientées parallèlement, aux lames de l'Océan, s'élevant les unes derrière les autres jusqu'aux limites de l'horizon. C'est comme une mer de sable, soulevée par un vent furieux, puis tout à coup solidifiée.

Les dunes offrent des jeux d'ombre et de lumières qui étonnent; les effets sont heurtés, deviennent fantastiques par certains éclairages obliques, et varient jusqu'à rendre la même chaîne méconnaissable d'une heure à l'autre de la journée.

§ 2. RELATION DES GRANDES DUNES DU SAHARA ALGÉRIEN AVEC LES TERRAINS D'ATTERRISEMENT.

Il suffit de jeter les yeux sur ma carte géologique du Sahara (pl. IV) pour voir que l'Erg oriental et l'Erg occidental sont situés respectivement dans les bassins d'atterrissement du Chott Melrir, à l'Est, et du Gourara, à l'Ouest, ou dans leur voisinage immédiat, et que ces deux grandes régions de dunes se trouvent en relation intime avec ces deux grands bassins d'atterrissement⁽¹⁾.

Nous avons reconnu que les deux massifs de dunes en question sont distincts, que la zone intermédiaire offre seulement quelques chaînes isolées, et qu'elle correspond à l'interposition de la bande saillante et Nord-Sud de terrain crétaqué qui sépare les deux bassins. Ainsi que je l'ai exposé, cette bande crétaquée occupe un degré et demi en longitude au milieu du Sahara algérien et se poursuit au Sud, en s'élargissant, jusqu'au Tidikelt.

Le vrai gisement d'où provient le sable des dunes du Sahara algérien, doit être évidemment placé dans les atterrissements anciens et les alluvions quaternaires. C'est pourquoi les partisans d'une mer qui aurait recouvert l'immensité du Sahara à l'époque quaternaire et aurait disparu à la suite d'un soulèvement récent, avaient pu être conduits à supposer que les dunes représentaient les délaissés de cette mer. « Ce sont, disait Ville, des couches régulières en place, formées de sable quartzéux, déposés dans les eaux de la mer quaternaire⁽²⁾. »

Nous avons réfuté, dans la deuxième partie du présent ouvrage, cette hypothèse de la mer saharienne. Nous avons montré que la formation des atter-

⁽¹⁾ On peut remarquer, avec M. Pomel, que l'Erg oriental se trouve en amont du bas-fond du Chott Melrir, et l'Erg occidental, de même, en amont du bas-fond du Gourara. Mais l'importance de l'Erg oriental augmente vers l'amont du bassin correspondant, et celle de l'Erg occidental vers l'aval.

⁽²⁾ L. Ville. — Exploration géologique du Mزاب, du Sahara et de la région des steppes de la province d'Alger, 1867.

rissements anciens, c'est-à-dire pliocènes, du Sahara était due à des phénomènes d'origine continentale, qu'il s'agisse de terrains de transport, déposés par des eaux diluviennes, ou de terrains lacustres, sédiments d'anciens lacs ou, si l'on veut, d'anciennes mers intérieures. Nous avons décrit ces divers terrains et dit quelle puissance présentaient, en particulier, les terrains de transport anciens, sables, grès, limons, en grains de quartz roulés, mêlés d'une proportion variable d'argile et plus ou moins cimentés par du calcaire concrétionné et du gypse. Nous avons passé en revue la série des atterrissements et des alluvions postérieurs, quaternaires proprement dits et modernes, sables et poudingues sableux du diluvium quaternaire ancien, sables et graviers quartzeux des vallées, limons argilo-sableux des grandes plaines, boues salées et gypseuses des sebkha et des chotts.

Les dunes de sable diffèrent nettement de tous ces terrains. Elles ne ressemblent pas plus à des atterrissements d'eau douce et à des alluvions fluviales qu'à des dépôts marins. Elles recouvrent indifféremment les atterrissements et alluvions pliocènes, quaternaires et modernes. Ce sont, pour ainsi dire, des alluvions *aériennes*, dont la formation est contemporaine et se poursuit sous nos yeux.

§ 3. DÉSAGRÉGATION DES ROCHES AU SAHARA.

Il est certain que l'altération superficielle des roches sous les influences atmosphériques est bien moindre, toutes choses égales d'ailleurs, sous un climat sec. Au Sahara, cependant, il existe aussi des causes de dégradation et de désagrégation, contre lesquelles il faut remarquer que les roches ne sont protégées par aucune végétation.

Il y a d'abord dilatation, contraction et fendillement, par suite des écarts brusques de température, lesquels peuvent, entre le jour au soleil et la nuit suivante, s'élever à 100 degrés. Il y a ensuite dissolution des calcaires et des gypses par les eaux météoriques. Il y a aussi ravinement, éboullement, etc., par les eaux courantes, d'autant plus que les pluies, si elles sont assez rares au Sahara, y sont, en revanche, le plus souvent torrentielles, quand il en tombe. Il faut ajouter les alternatives de cristallisation et de dissolution des sels, le foisonnement des gypses, etc.

L'usure par les sables qui proviennent de désagréations antérieures et que le vent transporte concourt également à la destruction progressive des roches au Sahara, et il m'a semblé intéressant de consacrer une planche spéciale (pl. XXXI) à cet ordre de phénomènes.

Le sable sec, c'est un fait général à la surface du Sahara, est un outil puissant d'érosion, avec le vent pour moteur.

Son action se trouve principalement gravée sur les calcaires. Dans le Sud, certains plateaux sont polis comme une glace (pl. XIV, fig. 3, et pl. XVI, fig. 8) et offrent des stries, des cannelures, etc. Les flancs de certains monticules, par

exemple, des Gour Ouargla, près d'El-Goléa, sont burinés, sculptés, fouillés et réduits par places à de véritables dentelles de pierre (pl. XVI, fig. 7^{bis} et 7^{ter}, et pl. XXXI, fig. 2 et 3), dont le dessin laisse parfois reconnaître la direction et le sens des transports par le vent. De même, les berges des oueds en certains endroits, par exemple, sur les bords de l'Oued el-Khoua (pl. XXXI, fig. 1). Ça et là, on rencontre ces galets calcaires et ces silex que tous les voyageurs ont vus, et dont la surface est couverte de rainures vermiculées, simulant des arabesques (pl. XXXI, fig. 4 à 12).

Sur les grès d'atterrissement, l'érosion devient encore plus énergique, quand la roche est suffisamment tendre. On trouve, par exemple, sur un des parements du Gara Krima, près de Ouargla, des sillons larges et profonds de plusieurs mètres dus à un rabotage de ce genre ⁽¹⁾.

Ces effets d'usure par le sable au Sahara m'ont rappelé à plusieurs reprises ceux que j'avais vus, il y a quelques années, dans l'Ouest américain.

Ajoutons qu'en maint endroit du Sahara, les phénomènes divers de désagrégation que je viens d'indiquer rapidement ont été préparés et facilités par des phénomènes mécaniques de dislocations, d'un caractère soit local, soit étendu : effondrements, bombements, plissements, etc. Toutes ces dislocations, sur lesquelles j'ai insisté précédemment, ont eu évidemment pour effet de briser les couches les plus dures, parfois de les écraser, en tout cas de les diviser et de multiplier les surfaces exposées aux agents atmosphériques.

Vatonne a relevé aux environs de Ghadamès des exemples très nets de destruction sur des quartzites, des gypses sableux et des dolomies quartzeuses, appartenant à la Craie supérieure ⁽²⁾. J'en ai constaté de non moins frappants sur les escarpements et les témoins des grès d'atterrissement ancien le long de l'Oued Mya, entre Ouargla et Tougourt, et dans l'Oued Rir'. Ces grès sont généralement tendres et faciles à désagréger. Certaines parties, cimentées par une plus forte proportion de calcaire et de gypse, résistent davantage et impriment aux parements une physionomie caractéristique : elles hérissent la surface de squelettes noduliformes, de cordons saillants, de bancs en surplomb, etc., dont le temps finit par avoir raison. Accidentellement, sur le flanc des falaises ou des gour, on trouve des éboulis sableux en place, que le vent n'a pas encore eu le temps de remanier et de balayer; ces sables désagréés sur place contrastent par leur couleur rouge brun, par leur composition légèrement argileuse, par leur

⁽¹⁾ M. E. Reclus signale, dans sa *Géographie universelle*, les rocs *vernissés noirs* que l'on rencontre à la surface du Sahara marocain. Ce sont sans doute des grès dévoniens, usés et polis par les sables : on sait, en effet, que le Sahara marocain présente des grès dévoniens, et que les grès dévoniens du Sahara sont généralement noirs et souvent très durs.

De plus, il semble que, outre le poli de ces rocs, il y ait à leur surface une sorte de patine noire, formée sans doute sous des actions atmosphériques et solaires. De même, les calcaires crétacés blancs du Sahara algérien sont fréquemment recouverts d'une patine jaune : par exemple, sur le plateau d'El-Goléa.

⁽²⁾ Voir plus haut, *Première partie*, chap. II, § 1, IV.

talus habituellement moins régulier, avec les sables des dunes voisines, jaunes d'or, purement quartzeux, modelés par le vent.

Les figures 4 et 5 de la planche XVIII donnent la vue en élévation et la coupe d'un gara en voie avancée de désagrégation; c'est l'un des Gour Bekra, à l'Est de Ouargla (le gara Sud).

Ainsi la surface des grès d'atterrissement, s'effritant d'elle-même et rongée par les sables, puis remise à nu par le vent et offerte de nouveau sans défense à l'action persistante des agents de désagrégation, se réduit lentement, mais incessamment, en poudre plus ou moins grossière. Certains de ces grès sont naturellement friables; certaines alluvions sableuses et limoneuses sont à peine agrégées. Des matériaux siliceux deviennent libres de toutes parts, et ce sont eux qui alimentent les dunes.

La presque totalité des matériaux des grandes dunes du Sahara algérien est fournie, de cette manière, par les bassins d'atterrissement, où les sables quartzeux présentent un si grand développement. D'autres terrains fournissent aussi quelque appoint dans certaines régions : par exemple, les grès crétacés de la Tripolitaine, dans l'Ouest de l'Erg oriental⁽¹⁾.

M. Péron⁽²⁾ a beaucoup insisté sur la part contributive des grès albiens (grès du Djebel Amour) dans l'alimentation des dunes du Sud algérien; mais cela est surtout vrai pour les hauts plateaux, plutôt que dans le Sahara algérien, sauf vers l'Ouest et parfois vers le Nord. On peut citer « les environs de Bou-Saada, le Sud des lacs Zahrez, l'Ouest de Laghouat, les plaines de Sidi-Bou-Zid, Tadmit », etc., où les grès albiens donnent lieu à d'importants amas de sables par leur désagrégation, de même que, sur une échelle plus vaste, les grès de Nubie dans les déserts libyque et arabe, en Palestine, etc.

Quant aux grès dévoniens du Sahara central, au Sud du Sahara algérien, ils sont souvent très durs, très compacts et, dès lors, moins aptes à se désagréger facilement; aussi est-ce sans doute encore des terrains d'atterrissement, eux-mêmes fort développés dans les plaines et les larges couloirs du Sahara central (pl. IV), que proviennent surtout les grandes dunes de ces régions : par exemple, les dunes d'Edeyen.

Parmi les terrains des bassins d'atterrissement du Sahara algérien, la principale source d'alimentation des dunes se place, d'abord, dans les terrains de transport sableux, qui constituent la majeure partie de la masse des atterrissements anciens, puis dans les alluvions quaternaires, dont les sables sont fréquemment à peine cimentés et prêts à être transformés en dunes par un simple classement. Une première préparation par l'eau a donné les alluvions sableuses; une seconde, par l'air, donne les dunes.

⁽¹⁾ F. Vatonne. — Mission de Ghadamès, 1863.

⁽²⁾ A. Péron. — Essai d'une description géologique de l'Algérie, 1883.

§ 4. RÔLE DU CLIMAT DANS LA FORMATION DES DUNES DU SAHARA.

On sait que le climat saharien est caractérisé par l'absence presque complète de pluie. Pas d'humidité, pas de végétation; rien qui fixe les matières meubles. C'est en quoi le climat joue un rôle décisif dans la formation des dunes.

Dans les autres stages de cette formation, on trouve les mêmes agents naturels, physiques ou mécaniques, que dans les climats tempérés ou tropicaux. La désagrégation serait même incomparablement moindre au Sahara, n'était l'action complémentaire de l'usure par les sables eux-mêmes. Le vent y acquiert sans doute plus de force qu'à l'intérieur d'autres continents, les courants atmosphériques n'étant pas brisés ni entravés dans leur accélération à la surface des plaines immenses et déboisées du Sahara. Mais le fait caractéristique sous le climat saharien est le suivant : si peu qu'il y ait désagrégation, les matériaux rendus libres sont intégralement livrés au vent, dont ils deviennent le jouet.

« C'est à son climat, a dit M. Duveyrier, que le Sahara doit d'être le Sahara »; j'ajouterai : et d'avoir des dunes. L'âge des dunes n'est autre que l'âge du climat saharien; elles ont commencé à se former quand l'extrême sécheresse de l'époque actuelle y a succédé à l'humidité de l'époque quaternaire.

« Si les montagnes des Vosges, a dit fort justement M. E. Jourdy⁽¹⁾, constituées comme elles le sont par une formation de grès et de sables, épaisse de plusieurs centaines de mètres, se trouvaient sous le ciel inclément du continent africain, elles seraient bientôt rabotées et réduites en poussière » : il y aurait là un grand massif de *dunes*. De même, en Lorraine, les calcaires du Muschelkalk formeraient des plateaux nus et sans terre végétale, comme les *hamada*, et avec les Marnes irisées, gypseuses et salées, les dépressions de la surface, où se concentreraient les eaux, seraient de véritables *sebkha*. Nous aurions en France un Sahara en miniature.

§ 5. DÉMONSTRATION DE L'AMONCELLEMENT DES GRANDES DUNES DU SAHARA
PAR LE VENT.

Le vent fait le triage des éléments désagrégés, enlève les particules ténues, argile, gypse et calcaire, silice, et débarrasse ainsi le quartz de sa gangue. Il fait ensuite un classement parmi les grains de quartz restants, laisse les gros en place et charrie les fins, qu'il roule à la surface du désert. Il les transporte ainsi à de grandes distances et, à certains points déterminés, les amoncelle en dunes.

On a nié que les dunes du Sahara fussent dues à un transport et à un amoncellement des sables par le vent, auquel on sait cependant que sont dues les dunes de nos côtes, d'une échelle moindre, mais comparable.

⁽¹⁾ E. Jourdy. — La mer saharienne (*La Philosophie positive*, 1875 et 1876).

Vatonne a soutenu que les dunes résultaient uniquement d'une désagrégation sur place; pour lui, «elles ne doivent au vent que certaines formes spéciales, mais non leur production». Ville, qui était partisan de la théorie des dunes déposées par une mer quaternaire, jugeait également «complètement inadmissible qu'elles fussent le résultat d'un transport par les vents actuels». M. Pomel parle surtout du vent comme agent d'ablation et ne lui attribue «qu'un rôle secondaire dans les phénomènes de dispersion».

Certes, tous les observateurs sérieux sont d'accord que la mobilité des dunes du Sahara, dont on avait fait des tableaux si effrayants, est purement imaginaire. Jamais des armées entières, ni même de simples caravanes, n'ont été ensevelies vivantes sous des flots de sables mouvants.

Cependant, si le vent n'a pas les effets brusques que des idées fausses lui attribuaient, on ne peut lui refuser le pouvoir de transporter quelques grains de sable, de les déposer, de les accumuler, et par suite, à la longue, d'élever, grain par grain, des dunes et des chaînes de dunes.

Le rôle du vent n'apparaît pas dans les centres de désagrégation, où les sables se trouvent et se forment partout, et où il est impossible de distinguer s'ils viennent de loin ou de près. Pour apprécier l'importance de ce rôle, il faut aller là où les roches, d'après leur composition lithologique, ne peuvent, en se désagréant, donner lieu à des sables quartzeux, et où ces sables, quand il y en a, sont dus forcément à un apport. Tel est le cas de la bande crétacée que j'ai signalée au milieu du Sahara algérien, entre les deux bassins d'atterrissement (pl. IV), et qui comprend essentiellement des calcaires et des marnes. Or nous y avons rencontré des dunes de sable d'une centaine de mètres de hauteur: entre autres, à 20 et à 40 kilomètres à l'Est d'El-Goléa (pl. II), deux chaînes de dunes ayant chacune environ 50 kilomètres de longueur et 4 kilomètres de largeur en moyenne.

La figure 4 de la planche XIV, qui donne une coupe brisée par El-Goléa, Mechgarden et Hassi el-Melah, indique les deux chaînes en question. La figure 3 de la même planche, qui donne une coupe par les Gour Ouargla, près d'El-Goléa, représente, à beaucoup plus grande échelle, la première chaîne en un autre point.

Ces chaînes de dunes recouvrent un plateau dont le calcaire poli apparaît au milieu de cirques et au fond d'entonnoirs entre les dunes (pl. XVI, fig. 8). Il ne saurait être question ici de la désagrégation sur place de couches qui seraient superposées à celles du plateau et formeraient le noyau central du massif des sables: car les couches superposées sont, ainsi que le prouvent les témoins et les escarpements voisins, pour la première chaîne, exclusivement calcaires et, pour la seconde, calcaires et marneuses avec une très faible proportion de grès intercalés. Ces dunes, depuis le premier grain jusqu'au dernier, sont donc incontestablement dues au vent.

Ainsi se trouve vérifié au Sahara ce fait, qui était déjà reconnu en Europe,

savoir que le vent est capable d'élever des montagnes de sable de 100 mètres; hauteur comparable, d'ailleurs, à celle des grands massifs de dunes du désert.

§ 6. RELATION DES CHAÎNES DE DUNES DU SAHARA AVEC LE RELIEF DU SOL.

Comme je l'ai décrit dans la première partie de ce Rapport, les régions que le terrain crétacé occupe, au milieu du Sahara algérien, sont souvent accidentées, et présentent, entre le Mzab et El-Goléa, des vallées encaissées, des falaises abruptes, des mamelons isolés, etc. A la surface de ces régions crétacées, on rencontre, de distance en distance, une série de chaînes de dunes, qui ne sont autres que des ramifications de l'Erg occidental (pl. II et IV). Or ces chaînes de dunes ne suivent pas des directions quelconques.

Considérons d'abord les deux chaînes citées dans le paragraphe précédent. Elles sont à peu près parallèles et Nord-Sud. La première, qui passe au Garet Gouinin, au Gour Ouargla (pl. XIV, fig. 3), au bas-fond de Mechgarden (pl. XIV, fig. 4, et pl. XVI, fig. 7), longe, à l'Ouest, la série de terrasses et de mamelons des Gour Zidia, d'El-Fedj, etc., que j'ai signalée comme constituant, dans la région d'El-Goléa, une ligne de relief intermédiaire entre les deux falaises, inférieure et supérieure, de la Craie. De même, la seconde côtoie le pied occidental de la falaise supérieure, qui forme, à partir des Gour Aggabi vers le Sud, une ligne de relief dentelée, mais continue, et j'ai fait remarquer le nom d'Oued el-Djoua, donné, au Sud d'Hassi el-Melah, au cordon d'alluvion qui occupe le fond du couloir entre l'escarpement et les dunes (pl. XIV, fig. 4); la falaise tournant graduellement au Sud-Ouest, la chaîne de sable tourne avec elle jusqu'aux pitons du Gueurn el-Chouf et du Gueurn Abd el-Kader, au Sud d'El-Goléa, où elle donne la main à une autre chaîne détachée de l'Erg occidental.

Au Nord-Est d'El-Goléa, nous avons vu d'autres chaînes de dunes, quelques-unes de hauteur et de longueur analogues, également parallèles, mais dirigées vers le Sud-Est. Celles-ci suivent des vallées, qu'elles remplissent complètement ou dont elles occupent un flanc, généralement le flanc méridional (pl. XIV, fig. 1 et 2); je citerai les dunes de l'Oued Sidi-Hamed, de l'Oued Zirara, de l'Oued el-Khoua. Leur orographie est liée à celle des reliefs encaissants: les cols des chaînes de sable font face aux cols des chaînes rocheuses qui séparent les vallées; en effet, on comprend que les sables se déposent moins facilement vis-à-vis de ces défilés transversaux, par où le vent s'engouffre, qu'à l'abri d'une ligne de hauteurs, formant rideau.

Entre ces vallées, de même qu'entre les falaises précédentes, règnent de vastes plateaux, sur lesquels le sable roule sans s'arrêter et où il n'y a pas de grandes dunes.

Les grandes chaînes de dunes de ces régions sont donc bien distinctes et nettement limitées aux accidents topographiques, dont elles épousent les directions et dont dépend même leur orographie.

Cette relation des chaînes de dunes avec le relief du sol n'a rien, en effet, que de rationnel. Le grain de sable, mis en mouvement, s'arrête en certains points, soit que la force motrice du vent diminue (les accidents topographiques lui permettant une expansion qui diminue sa vitesse, ou donnant lieu à des remous qui brisent le courant principal), soit que la résistance augmente (s'il y a obstacle, ou contre-pente trop forte, ou frottement trop grand, ou adhérence du sol). Ajoutons qu'une fois formées, les chaînes de dunes jouent à leur tour le rôle de lignes de relief, contre lesquelles les sables s'accumuleront de plus en plus ou à côté desquelles il pourra se former d'autres chaînes.

En petit, on voit journallement au désert, derrière les touffes parsemant la surface çà et là, le vent déposer des tas de sable, la plupart insignifiants et éphémères. Certains arbustes, tels que les tamarins, ont la propriété de fixer les sables qui garnissent ainsi leurs pieds, en les agglomérant avec leurs feuilles; ils deviennent alors autant de barrières qui arrêtent d'autres sables, s'augmentent, s'élèvent et, à la longue, peuvent atteindre jusqu'à une trentaine de mètres⁽¹⁾. Ailleurs on remarque parfois que la simple humidité du sol peut suffire pour qu'il s'y forme des dunes : les sables sont alors happés au passage par l'eau, puis retenus par la capillarité et, en fin de compte, fixés sur place. Telle ou telle zone, offrant quelque végétation et quelque humidité, arrivera ainsi à s'ensabler graduellement; mais, qu'elle occupe un bas-fond ou une vallée — ce qui sera généralement le cas — il sera encore vrai de dire ici que l'emplacement des dunes résulte de la configuration et de la nature du sol.

D'une manière générale, une relation analogue à celle qui apparaît si nettement à la surface de certaines régions crétacées doit se retrouver à la surface des régions d'atterrissement et des autres régions du Sahara qui sont occupées par des grandes dunes.

Les régions recouvertes par l'Erg oriental, par exemple, ne sont pas toujours plates, tant s'en faut. Elles offrent des ondulations, dues soit à des érosions, soit à des mouvements mécaniques, et présentent même des reliefs bien formés, tels que collines, terrasses, berges d'oueds; elles ont un système de gouttières, de thalwegs, etc., plus ou moins net, et sont sillonnées par d'anciens affluents du Chott Melrir, tels que l'Oued Souf et ses ramifications, ou par d'anciens tributaires de l'Oued Mya et de l'Oued Igharghar, etc. «Hérodote rapporte, dit M. Largeau, qu'à partir du fleuve Triton, qui devait être le même que l'Oued Souf⁽²⁾, aujourd'hui disparu sous les sables, on trouvait, en s'avancant vers l'Ouest, un pays très montagneux, couvert de bois et plein de bêtes sauvages.»

Actuellement ces reliefs sont le plus souvent masqués par d'énormes accumulations de sables, et même quand ils se montrent à découvert, ils peuvent, au

⁽¹⁾ Limant de Bellefonds Bey. — Mémoires sur les principaux travaux d'utilité publique en Égypte, p. 106.

⁽²⁾ La tradition ne laisse aucun doute sur l'existence d'un ancien cours d'eau dans la région du Souf; mais je ne saurais admettre son assimilation avec l'ancien fleuve Triton.

milieu des grandes dunes, échapper à l'œil du voyageur ⁽¹⁾. Mais il est bien certain que les régions ainsi ensablées ont leur orographie et leur hydrographie souterraines, qui sont intervenues dans la répartition des sables superposés.

Un fait remarquable, que la première mission Flatters a fait connaître — et qui présente autant d'intérêt au point de vue théorique de la disposition des dunes qu'au point de vue pratique du chemin de fer transsaharien — est l'existence d'un grand couloir Nord-Sud, libre de sables ou à peu près, traversant de part en part le groupe des grandes dunes de l'Erg oriental (dans sa partie méridionale) : c'est le gassi de Mokhanza, situé au Sud de Ouargla, entre Aïn el-Mokhanza et El-Biodh (pl. IV). On trouve là, au milieu du grand Erg, « une large région plane de 250 kilomètres de longueur, recouverte seulement de dunes isolées, parallèles, allongées dans la direction du méridien magnétique et distantes les unes des autres de plusieurs kilomètres. C'est dans la partie orientale de cette région, ajoutait Roche — auquel j'emprunte cette citation ⁽²⁾ — que se trouve, dirigé aussi Nord-Sud magnétique, le lit de l'Oued Igharghar, lit sans berges, marqué par des fragments de lave roulés et par quelques coquilles d'eau douce, Cyrènes et Planorbis. Le parallélisme des dunes et de l'Oued Igharghar montre entre ces deux phénomènes une certaine corrélation. »

La corrélation la plus vraisemblable est celle que j'ai indiquée, d'une manière générale, entre les chaînes de dunes et les lignes de relief du Sahara : car l'Oued Igharghar occupe évidemment une dépression allongée à la surface de ce plateau, une sorte de gouttière d'érosion en pente générale vers Tougourt, au Nord ⁽³⁾.

La vue du grand gassi de Mokhanza, semblable à une large vallée dont les grandes dunes seraient les berges, faisait penser à Béringer que cette trouée avait été pratiquée au travers du massif des grandes dunes par les eaux torrentielles de l'ancien Igharghar. Cette explication me semble inadmissible. Les grandes dunes résultant du climat saharien, leur préexistence supposée implique une instauration préalable de ce climat et, par suite, une sécheresse incompatible

⁽¹⁾ Auprès d'Aïn el-Taïba, la première mission Flatters a constaté qu'un terrain à découvert et en apparence plat, entre de grandes dunes, offrait des dénivellations de 30 à 35 mètres.

⁽²⁾ J. Roche. — Sur la géologie du Sahara septentrional (*Comptes rendus de l'Académie des sciences*, novembre 1880).

⁽³⁾ J'ai signalé plus haut (Première partie, chap. II, § 1, III) l'allure de l'Oued Igharghar en aval de Timassinin : il entaille le plateau crétacé de Tinghert, où il fait deux coudes, et se dirige ensuite vers le Nord, la hauteur de ses berges diminuant graduellement; il arrive ainsi à passer, plus au Nord, sur le manteau d'atterrissement qui recouvre le terrain crétacé. Le bas Igharghar n'a pas été exploré de ce côté; mais, soit que ses berges diminuent jusqu'à disparaître et soient remplacées par des pentes insensibles de part et d'autre du thalweg, soit que son lit proprement dit se trouve masqué par les grandes dunes et situé à l'Est du gassi de Mokhanza — ce que tendraient plutôt à faire croire certains renseignements — l'Oued doit avoir creusé son cours, tout le long de ce gassi, dans le manteau sableux d'atterrissement : il doit en être de même là, dans une certaine mesure, qu'en amont, sur le plateau de Tinghert, où l'Oued entaille nettement les calcaires crétacés, et de même qu'en aval, au Nord d'Aïn Mokhanza, où le manteau d'atterrissement se trouve de plus en plus entamé par les érosions, vers la région des Kantra, au confluent de l'Oued Igharghar et de l'Oued Mya.

avec l'hypothèse de masses d'eau semblables. Une érosion aussi nette, au travers d'une masse aussi meuble que les dunes, est discutable. Le gassi de Mokhanza ne constitue pas une trouée unique au travers du grand Erg; il est accompagné d'autres gassi, et les chaînes latérales qui, vues par projections, peuvent simuler un massif compact de sable, sont, en réalité, distinctes et généralement espacées.

Voici comment, pour ma part, je préfère expliquer, d'une manière sommaire, la trouée de Mokhanza. Le bassin de l'Oued Igharghar doit correspondre à une grande ondulation concave de la surface, dont l'axe coïncide avec le lit même de l'oued; cet axe est à peu près Nord-Sud et plonge lui-même vers le Nord; il longe le bord oriental de la trouée de Mokhanza. A l'Ouest, entre les bassins de l'Oued Igharghar et de l'Oued Mya, la surface doit présenter une autre grande ondulation, mais convexe (sans doute assez complexe et se dédoublant vers le Sud); son axe, également à peu près Nord-Sud et plongeant vers le Nord, longe le bord occidental de la trouée. Ainsi, à l'Ouest et à l'Est de la trouée, il y a pente générale de la surface vers le Nord-Ouest, c'est-à-dire en sens inverse de la direction suivant laquelle nous verrons, dans le paragraphe suivant, que cheminent les sables dans ces régions. On comprend donc qu'ils se soient arrêtés de préférence sur les pentes montantes, tandis qu'ils ne faisaient que passer sur le versant descendant de l'ondulation concave, laquelle correspond précisément à la trouée de Mokhanza.

Quant aux chaînes isolées qui parsèment la trouée de Mokhanza elle-même, et quant aux chaînes distinctes dont il a été reconnu que se compose le massif des dunes situées à l'Ouest, il est à remarquer qu'elles sont presque toujours dirigées suivant la plus grande pente de la surface, dans le sens où couleraient des eaux superficielles (vers le confluent de l'Oued Igharghar et de l'Oued Mya ou vers l'Oued Mya), dans le sens où ont dû couler les eaux quaternaires. C'est pourquoi je considère ces chaînes comme jalonnant d'anciennes gouttières d'érosion et, d'une manière générale, comme étant en relation avec le relief du sol.

Dans la région du Souf, M. H. Le Châtelier ⁽¹⁾ a constaté que les chaînes de dunes, dont la longueur peut atteindre 60 kilomètres, « sont généralement orientées parallèlement à deux directions, N. 15° W. et N. 30° E.; souvent même elles sont alignées plusieurs à la suite l'une de l'autre ». Ces faits de parallélisme et d'alignement des chaînes de dunes du Souf sont remarquables, et ils ont été rattachés par M. H. Le Châtelier aux phénomènes de bombement et de plissement des couches de grès et de sables gypseux, également observés par lui dans cette même région, au Sud du Chott Melrir, et déjà mentionnés plus haut : les chaînes en question devraient leur origine à de petits soulèvements, qui auraient plissé les terrains, avec rupture et écrasement, suivant certaines lignes, le long desquelles il y aurait eu désagrégation et formation de dunes.

⁽¹⁾ Le Châtelier. — La mer saharienne (*Revue scientifique*, janvier 1877).

Il est certain, en effet, que les couches ainsi ployées et disloquées sont devenues beaucoup plus aptes à se désagréger. On ne saurait, d'après ce qui précède, dire précisément qu'il y ait eu désagrégation et formation de dunes sur place : mais les lignes de soulèvement auront donné lieu à des zones de plus grande désagrégation coïncidant avec des lignes de relief, sans doute assez discontinues, le long desquelles se seront ensuite déposés les sables de provenance soit locale, soit éloignée. Ici encore, ce sera le relief qui aura joué le rôle principal dans la répartition des sables et leur disposition en chaînes.

Si l'on étudiait de près d'autres régions de dunes, il n'est pas douteux qu'on trouverait des relations semblables : on vérifierait que beaucoup de grandes chaînes de dunes jalonnent d'anciens thalwegs d'oueds, ou des lignes de soulèvement, etc., et que les sables ne font souvent qu'amplifier les reliefs sous-jacents, loin de les effacer.

Cependant il faut aussi tenir compte du vent, qui — indépendamment de son action incontestable sur le transport des sables et l'orientation des dunes — peut intervenir encore dans la répartition des sables et leur disposition en chaînes, et qui doit intervenir d'autant plus que le sous-sol est moins accidenté et que la masse des sables devient elle-même plus considérable. Il peut y avoir ainsi relation des chaînes à la fois avec le relief et avec le vent. Le rôle du vent peut même devenir prédominant dans les grands massifs continus.

Le vent arriverait-il, par exemple, à présider seul à l'arrangement des chaînes dans la partie Sud-Est de l'Erg oriental ⁽¹⁾, où les sables recouvrent tout sur de grandes épaisseurs? C'est possible, mais cela n'est pas démontré. En tout cas, la question est alors fort complexe, et, pour la résoudre, il serait nécessaire de posséder un plus grand nombre d'observations, faites scientifiquement ⁽²⁾.

Quoi qu'il en soit, je considère qu'en l'état des connaissances actuelles, la direction des chaînes de dunes ne doit pas être consultée pour connaître la direction dominante des vents, ni réciproquement. La seule indication positive que les grandes dunes du Sahara fournissent relativement aux vents est celle qui est basée sur leur emplacement et sur l'orientation des grands massifs, ainsi que nous allons voir.

§ 7. ABSENCE DE MOBILITÉ ET PROGRESSION LENTE DES GRANDES DUNES DU SAHARA.

Si paradoxale que paraisse cette proposition, les grandes dunes du Sahara ne sont pas mobiles sous l'action du vent qui les a formées. Le vent ne détruit

⁽¹⁾ D'après les renseignements, plus ou moins certains, que l'on possède, les chaînes principales tendraient à s'y aligner vers le Nord-Ouest ou le Nord magnétique.

⁽²⁾ Les observations sur les grandes dunes du désert libyque semblent encore plus insuffisantes : la direction dominante des chaînes de dunes serait du Nord-Nord-Ouest au Sud-Sud-Est, d'après le peu qu'en a dit M. Zittel.

pas d'un souffle les monuments qu'il a mis tant de siècles à édifier grain par grain.

L'ouragan le plus violent, au milieu des grandes dunes, les fait *fumer*, mais ne les remue que sur une bien faible épaisseur. Le spectacle est effrayant, l'impression des plus pénibles, le danger réel; les sables obscurcissent l'air et cinglent le visage; ils remplissent les yeux, la bouche, les oreilles; ils altèrent le gosier et dessèchent les peaux de bouc des caravanes indigènes, menacées de périr de soif. Mais quand le calme renaît, on retrouve les choses en l'état, et les mêmes hauteurs aux mêmes places⁽¹⁾.

Un vent suffisamment prolongé oriente et fait peu à peu rouler, suivant sa direction, les petites dunes ayant 10 mètres au maximum; il peut y avoir ainsi avancement de quelques mètres. Mais, comme aucun vent ne domine autant au Sahara que le vent de mer sur une côte, comme, au désert, les vents changent avec les saisons, il y a ensuite recul, et ces mouvements inverses s'équivalent à peu près, de sorte qu'en fin de compte, il n'y a guère de déplacement.

Quant aux grandes dunes, leur masse est à peu près immobile, et leur couverture seule se déplace sous l'action du vent. Le vent n'a pour ainsi dire que le temps d'orienter les dunes élémentaires; puis il change, les écrête, retourne leurs pics, les modèlent à nouveau, etc.; avec lui changent également les zigzags capricieux des dunes composées de plusieurs *siouf* enchevêtrés. Pour les dunes plus importantes et pour les groupes de dunes, l'orientation peut varier suivant l'époque, d'autant moins d'ailleurs qu'il s'agit d'un amas plus considérable; pour les grandes dunes proprement dites, elle ne fait qu'osciller plus ou moins autour de la résultante mécanique des vents; enfin, pour les grands massifs, elle est à peu près constante, l'*oudjh* du grand Erg, c'est-à-dire son versant raide, formant toujours lisière du même côté et faisant toujours face au Sahara dans la même direction.

Ainsi la physionomie des grandes dunes change, la configuration de la surface se modifie réellement, la forme des ensembles subit des oscillations périodiques; mais, en somme, l'emplacement des massifs et l'orographie des chaînes ne varient guère: témoin, dans les grandes dunes, la permanence des pistes de caravanes suivant les lisières des *gassi*; témoin l'existence de points d'eau connus de longue date au milieu des sables, comme l'Aïn el-Taïba (pl. XVIII, fig. 1); témoins les noms attribués aux chaînes et à leurs intervalles, à tel sommet et à tel col, et même à de grandes dunes isolées, comme le Gueurn el-Chouf et le Gueurn Abd-el-Kader (pl. II); témoins les oasis du Souf, subsistant en pleine région de l'Erg⁽²⁾, entre de grandes chaînes de sable et à leur pied même;

⁽¹⁾ Quand il vente suivant l'axe de la dune, de la croupe vers le talus raide, on comprend que, si le vent est assez fort et la dune assez haute, on puisse être à l'abri en se plaçant au pied même du talus raide, le nuage de sable passant alors au-dessus de la tête.

⁽²⁾ Assurément les excavations au fond desquelles se trouvent les jardins du Souf seraient bientôt comblées par les sables, si les gens des oasis ne luttèrent sans cesse contre leur envahissement; mais les

témoins les vieux troncs d'arbres que l'on rencontre dans les grandes dunes et souvent sur leurs sommets, etc.

Quand une chaîne de dunes correspond directement à une ligne de relief accusée, sa fixité se comprend de suite; mais les relations des dunes avec le relief du sol ne sauraient suffire, dans beaucoup de cas, à expliquer l'absence de mobilité des grands massifs de sables, et d'autres causes interviennent évidemment. Une des principales doit être l'humidité qui règne généralement à l'intérieur de ces accumulations sableuses : car, par une singulière antithèse de la nature, les grandes dunes — qui résultent essentiellement de la sécheresse du climat saharien — jouent au Sahara le rôle de véritables réservoirs d'eau. Toutes les eaux météoriques qui tombent sur elles ou y arrivent y sont aussitôt absorbées, s'y trouvent dès lors à l'abri de l'évaporation et se rassemblent peu à peu vers la base de ces massifs perméables, sous forme de larges nappes d'eau. Il en résulte que les sables entassés acquièrent en s'humectant une pesanteur plus grande et une certaine cohésion, plus de stabilité et plus de force de résistance. Enfin, à la faveur de cette humidité se développe une végétation spontanée, que l'on voit couramment tapisser la lisière des grandes dunes du Sahara et qui contribue encore davantage à les fixer.

La fixité des grandes dunes du Sahara n'exclut pas la circulation des sables à leur surface et n'est elle-même pas absolue. M. Barois a observé que le vent entraîne à la surface une mince pellicule de sable, laquelle se meut avec lui comme une enveloppe mobile, épousant les contours de chaque dune, passant de l'une à l'autre et d'une chaîne à la suivante : de même, un cours d'eau charrie son lit, sans que les bas-fonds changent de place. Un autre vent produit un transport inverse. Il y a ainsi va-et-vient du pulvérulin sableux, qui balaye sans cesse le désert entre les dunes.

En fin de compte, ces échanges ne s'équivalent pas, et il y a transport vers l'Est et vers le Sud, ainsi que le prouvent les emplacements des grandes dunes par rapport aux régions qui les alimentent. L'Erg occidental empiète à l'Est sur le Crétacé, ensable sa lisière et lance le long des escarpements et des vallées les ramifications dont j'ai parlé. L'Erg oriental est nettement reporté vers l'Est et le Sud du bassin d'atterrissement du Chott Melrir; à l'Est, au delà du Souf, les grandes dunes se poursuivent sur le plateau crétacé de la Tripolitaine; au Sud, elles vont, en augmentant de hauteur, jusqu'à El-Biod; enfin c'est à l'extrémité Sud-Est du groupe, du côté de Ghadamès, qu'elles atteignent leur plus grande puissance. Une dernière observation est que, dans l'Oued Rir' et à Ouargla, c'est à l'Ouest et au Nord que les oasis sont envahies par les sables.

Ainsi les grands massifs de dunes du Sahara algérien sont situés au Sud-Est des régions d'alimentation de leurs sables et sont orientés eux-mêmes, en grand, vers le Sud-Est; c'est aussi vers le Sud et vers l'Est que marchent grandes chaînes des dunes voisines ne se déplacent pas ou guère, et le travail de l'homme serait, d'ailleurs, impuissant à lutter contre la marche de ces masses de sable.

la plupart des groupes de dunes dont on connaît le mieux le déplacement. Ce sont là des faits concordants et concluants. Ils prouvent que, *dans l'ensemble du Sahara algérien et sauf exceptions locales*, le transport des sables sous l'action des vents, après une série d'alternatives dans différentes directions, a lieu finalement vers le Sud-Est : autrement dit, la *résultante mécanique* des vents du Sahara algérien — en tenant compte non seulement de leur fréquence et de leur direction, mais encore de leur force — est dirigée, en général, du Nord-Ouest au Sud-Est.

Les grandes dunes jouent donc au Sahara le rôle d'un appareil enregistreur et totalisateur des vents : elles fournissent une indication certaine sur leur résultante mécanique, tandis que les conséquences tirées à cet égard d'observations directes, mais discontinues, sur la direction et la force du vent, étaient forcément douteuses ⁽¹⁾.

Il est intéressant de remarquer, à ce propos, que les vents cités le plus souvent au Sahara pour leur action sur les sables — savoir les vents de l'Est et du Sud (surtout ceux de l'Est ⁽²⁾) — ne sont pas ceux qui ont, somme toute, le plus d'action sur les grandes dunes : car ce sont, au contraire, ceux de l'Ouest et du Nord. Il est naturel, ajouterai-je, que le siroco, vent du Sud ou de l'Est, prenant les dunes à rebours et les écrétant, soulève de grandes quantités de poussière ; mais le siroco fait, peut-on dire, plus d'effet que de besogne.

De fait, les grandes dunes du Sahara algérien marchent, dans leur ensemble, vers le Sud-Est, mais très lentement. Cette marche, presque nulle pour certaines chaînes, est d'autant plus sensible que le dépôt des sables dépend moins du relief sous-jacent et que les dunes emmagasinent moins d'eau, le relief étant fixe et l'eau contribuant aussi à fixer les dunes. Les exemples d'avancement rapide, pour des dunes de quelque importance, sont fort rares et tout à fait locaux ⁽³⁾.

De plus, la désagrégation suivant son cours, la masse totale des sables augmente. A l'Est de l'Erg occidental, nos guides s'accordaient à trouver que l'ensablement des vallées, et en particulier de l'Oued Sidi-Hamed, avait gagné depuis vingt ans. Au Sud-Est de l'Erg oriental, entre Ouargla et Ghadamès, sur la route fréquentée des caravanes, les témoignages indigènes établissent que l'on a notablement plus de dunes à franchir qu'il y a cent ans. Au Souf, M. Duveyrier considère, d'après la tradition, qu'il y a cinq siècles ⁽⁴⁾, « il n'y avait

⁽¹⁾ Voir la discussion sur la direction des vents dominants au Sahara, dans le compte rendu déjà cité des travaux de la Commission de la mer intérieure, 1882.

⁽²⁾ M. Duveyrier cite, en particulier, les vents de l'Est et du Nord-Est pour l'impétuosité de leur action sur les sables.

⁽³⁾ Dans un des gassi dirigés d'Aïn el-Taïba vers El-Biod, la première mission Flatters a constaté l'existence de dunes d'une cinquantaine de mètres, là où les indigènes se rappelaient qu'autrefois le gassi était libre ; elles forment un promontoire se détachant du flanc occidental du couloir, s'avancant vers l'Est, et interrompant les traces encore visibles d'anciennes caravanes. Au Souf, M. Duveyrier a relaté aussi des exemples de déplacement considérable de sables. Dans l'Erg occidental, à la daya de Habessa, M. Marès m'a dit avoir vu des faits analogues.

⁽⁴⁾ Lors de la fondation des villes de Zgoum et de Guemar, en 1398, à quelques années près.

là que peu de sables, et assurément pas les hautes dunes que l'on trouve maintenant partout ».

Les grandes dunes marchent, elles s'élèvent, elles s'étendent. Leur progression n'est pas, en général du moins, notable dans la durée d'une génération; mais elle n'en est pas moins continue : d'où une modification graduelle de l'orographie du Sahara.

§ 8. CONCLUSIONS SUR LES GRANDES DUNES DU SAHARA.

Pour clore cette étude, je formulerai ainsi les cinq lois principales qui président à la formation et au régime des grandes dunes du Sahara et des régions désertiques, en général :

1° *Les dunes sont de formation contemporaine, et leurs éléments proviennent de la désagrégation des roches sous les influences atmosphériques et sous les effets du climat saharien* (dans le Sahara algérien, elles proviennent surtout des terrains d'atterrissement; dans le désert libyque, des grès de Nubie, etc.).

2° *L'amoncellement des sables des grandes dunes du Sahara est dû entièrement au vent.*

3° *Il y a relation, directe ou indirecte, entre les chaînes de grandes dunes et le relief du sol* (la direction des chaînes étant indépendante de l'orientation des dunes élémentaires), *et c'est le relief qui est la cause première de l'amoncellement des sables en certains endroits déterminés.*

4° *Le va-et-vient des sables, sous l'action alternative des courants atmosphériques, se traduit finalement par un transport suivant la direction de la résultante mécanique des vents, et cette direction est indiquée par les emplacements des grandes dunes par rapport aux régions qui les alimentent* (dans l'ensemble du Sahara algérien, et sauf exceptions locales, elle est dirigée du Nord-Ouest au Sud-Est).

5° *Les grandes dunes ne sont pas, à proprement parler, mobiles, mais elles présentent une progression lente suivant la résultante mécanique des vents.*

QUATRIÈME PARTIE.

APERÇU SUR LES AUTRES FORMATIONS GÉOLOGIQUES DU SAHARA.

Les formations décrites dans les parties précédentes de cet ouvrage ne sont pas les seules que présente la surface des régions sahariennes, et un aperçu sur les autres formations qu'on y rencontre m'a semblé nécessaire, tant pour compléter le texte explicatif de ma carte géologique de l'Atlas au Ahaggar et du Maroc à la Tripolitaine (pl. IV) que pour arriver à un travail d'ensemble sur la géologie du Sahara.

En principe, les trois premières parties ont été consacrées respectivement aux trois principales formations qui se trouvent représentées dans le Sahara algérien : terrains crétacés, atterrissements, dunes de sable.

A propos des terrains crétacés du Sahara algérien, j'ai dû parler des niveaux d'Éocène inférieur qui s'y rattachent; puis, à propos des terrains crétacés du Sahara oriental, j'ai été amené à donner de suite un aperçu sur les terrains nummulitiques et miocènes qui les recouvrent⁽¹⁾. Je ne reviendrai donc plus sur les sédiments tertiaires du Sahara.

Mais il me reste à décrire — comme autres formations intervenant dans la géologie du Sahara — d'une part, les terrains paléozoïques et les terrains cristallins anciens, et, d'autre part, les roches volcaniques récentes. Tel sera l'objet de cette quatrième partie, qui sera divisée ainsi en deux chapitres bien distincts.

Je me bornerai ici à un exposé relativement sommaire; d'ailleurs, l'état de nos connaissances est encore bien incomplet au sujet des régions lointaines dont il va être question.

CHAPITRE PREMIER.

APERÇU SUR LES TERRAINS PALÉOZOÏQUES ET SUR LES TERRAINS CRISTALLINS ANCIENS DU SAHARA.

Aucun terrain antérieur au Crétacé n'apparaît ou n'est connu à la surface de la zone saharienne de l'Afrique du Nord, jusqu'aux terrains primaires ou

⁽¹⁾ Première partie, chap. II, § 3, II et III, et § 4, III. — Cet aperçu sur les terrains tertiaires du Sahara oriental aurait pu être rejeté à la 4^e partie, avec les formations *autres* que celles du Sahara algérien. Mais il m'a semblé plus naturel d'en parler de suite à propos des terrains crétacés qu'ils recouvrent, d'autant plus que le niveau correspondant d'Éocène inférieur du Nord du Sahara algérien ne se trouve pas distingué sur ma carte géologique de l'Atlas au Ahaggar (pl. IV).

paléozoïques : mais ceux-ci se trouvent représentés au Sahara sur une large échelle, ainsi que les formations cristallines anciennes.

Ma carte géologique du Sahara de l'Atlas au Ahaggar et du Maroc à la Tripolitaine (pl. IV) indique⁽¹⁾, au Sud et à l'Ouest de la zone crétacée du Sahara septentrional, une seconde zone en terrains dévoniens et, au Sud de celle-ci, l'amorce d'un troisième type de régions en terrains cristallins anciens.

De plus, les terrains paléozoïques et cristallins anciens présentent une vaste extension au Sahara en dehors des limites de cette carte. Pour s'en rendre compte, on pourra consulter conjointement deux autres cartes, parues après la mienne⁽²⁾, savoir : d'une part (en ce qui concerne le Sahara occidental), la carte géologique de l'Afrique occidentale, à l'échelle du $\frac{1}{12500000}$, que M. O. Lenz a publiée, en 1882⁽³⁾, à la suite de son voyage du Maroc au Sénégal par Tombouctou, et, d'autre part (en ce qui concerne le Sahara central et oriental), l'essai plus récent d'une carte géologique générale du Sahara, à petite échelle, que M. E. Suess a inséré dans son magistral ouvrage : *Das Antlitz der Erde*⁽⁴⁾, et qui résume les grandes divisions géologiques du Sahara entre le Maroc et la mer Rouge, d'après les cartes déjà parues et les relations diverses des explorateurs. Dans le présent ouvrage même, on trouvera (fig. 13, intercalée dans le texte, en tête de la cinquième partie) la petite carte géologique générale qu'à mon tour j'ai dressée, et qui embrasse la zone saharienne tout entière, depuis l'océan Atlantique jusqu'à la mer Rouge.

En grand, on peut dire que les terrains paléozoïques et cristallins anciens encadrent, d'une manière irrégulière, mais continue, la grande zone crétacée du Sahara septentrional à l'Ouest, au Sud et à l'Est. A l'Ouest, ils s'étendent jusqu'au près des rivages de l'océan Atlantique; au Sud, ils règnent jusqu'aux confins du Soudan et au delà; à l'Est, ils bordent les rivages de la mer Rouge.

Dans un premier paragraphe, je parlerai des terrains paléozoïques et, dans un second, des terrains cristallins anciens.

§ 1. TERRAINS PALÉOZOÏQUES DU SAHARA.

Je passerai en revue, de l'Ouest à l'Est, les diverses régions du Sahara où les terrains paléozoïques sont connus ou signalés.

Trois divisions successives auront respectivement en vue l'Anti-Atlas et le Sahara occidental, puis le Sahara central, puis le Sahara oriental. Dans une quatrième division, je me résumerai et je conclurai au sujet des terrains paléozoïques du Sahara.

⁽¹⁾ Abstraction faite des dunes de sable et des atterrissements sahariens.

⁽²⁾ *Bulletin de la Société géologique de France*, 1881 (première édition).

⁽³⁾ Geologische Karte von West-Afrika, nach seinen in den Jahren 1874-1877 und 1879-1881, unternommenen Reisen, entworfen von Dr Oscar Lenz (*Petermann's geographische Mittheilungen*, 1882, Tafel I).

⁽⁴⁾ *Zweite Abtheilung (Schluss des I. Bandes)*, 1885.

I. ANTI-ATLAS ET SAHARA OCCIDENTAL.

On doit à M. O. Lenz des renseignements nouveaux et précis sur la constitution du Sahara occidental, du moins le long de son itinéraire du Maroc à Tombouctou (1879-1880)⁽¹⁾, et les résultats géologiques de cette exploration ont été résumés par M. K. Zittel dans son ouvrage sur le Sahara⁽²⁾.

Quant à l'Atlas marocain, sa géologie reste encore à peu près inconnue, sauf vers son extrémité occidentale, où M. Lenz l'a traversé. On sait cependant qu'il diffère beaucoup de l'Atlas algérien : ce qui domine dans les chaînes principales du grand Atlas, ce sont des roches cristallines et éruptives, granites, diorites, porphyres, dolérites, etc., et des terrains paléozoïques et permo-triasiques, schistes argileux, calcaires et marbres, grès rouges et conglomérats, etc.

Au Sud, ai-je déjà dit⁽³⁾, se trouve un groupe distinct de chaînes parallèles et orientées E.N.E.-W.S.W., que M. Lenz appelle l'Anti-Atlas : ces chaînes sont formées de schistes paléozoïques, relevés et plissés.

Plus au Sud, les couches paléozoïques de l'Anti-Atlas, devenues presque horizontales, forment de vastes hamada, qui s'étendent au travers du Sahara occidental et présentent des grès, des schistes et des calcaires. M. Lenz les indique sur sa carte géologique⁽⁴⁾ comme appartenant au terrain dévonien et en partie aussi au terrain carbonifère. Il signale, en particulier, entre l'Anti-Atlas et Tendouf, un calcaire bleu, en couches presque horizontales, très fossilifère par places, avec tiges de Crinoïdes et Brachiopodes : M. Stache a étudié ces fossiles et y a reconnu beaucoup d'espèces carbonifères⁽⁵⁾.

Sauf la rencontre à Tendouf de calcaires marneux sans doute d'âge tertiaire récent, les mêmes terrains dévoniens et carbonifères, — sous lesquels apparaissent parfois des schistes foncés et des quartzites, peut-être siluriens, — règnent jusqu'aux grandes dunes de sable du groupe d'Iguidi et se poursuivent vers le Sud sous les dunes. Au delà, le terrain change, et ce sont des roches cristallines et éruptives anciennes qui règnent dans la région d'El-Eglab. Puis ce sont des quartzites et des schistes foncés, que M. Lenz considère comme représentant le terrain silurien; on les observe dans l'Oued el-Sous et près du puits Tarmanant, et on les voit fréquemment apparaître entre les grandes dunes du groupe suivant et celles du Djouf, jusqu'au 20° degré de latitude⁽⁶⁾. On

⁽¹⁾ O. Lenz. — Bericht über die Reise von Tanger nach Timbuktu und Senegambien (*Zeitschrift der Gesellschaft der Erdkunde in Berlin*, 1881).

⁽²⁾ K. Zittel. — Die Sahara, ihre physische und geologische Beschaffenheit, 1883.

⁽³⁾ Première partie, chap. II, § 2.

⁽⁴⁾ Carte déjà citée (*Mittheilungen*, 1882).

⁽⁵⁾ G. Stache. — Fragmente einer afrikanischen Kohlenkalk-Fauna aus dem Gebiete der West-Sahara (*Sitzber. der K. K. Akad. d. Wissensch. Wien*, 1882).

⁽⁶⁾ D'après la carte géologique de M. Lenz, le terrain Silurien présente un grand développement au Sud-Ouest, en Sénégambie; il va s'appuyer sur le grand massif de gneiss, qui, à partir du Chibou et

ne rencontre plus ensuite, jusqu'à Tombouctou, que de grandes plaines sableuses d'atterrissement, qui se couvrent peu à peu de végétation : on a, dès lors, franchi la limite méridionale du Sahara et pénétré dans la zone des steppes du Soudan.

« Il faut remarquer, dit M. Zittel, les gisements de sel de Taoudeni, qui sont intercalés dans des grès rouges et auxquels M. Lenz attribue un âge tertiaire. Leur exploitation remonte à une antiquité obscure, et maintenant encore des milliers de charges de chameaux, avec des plaques de sel de 4 mètres de longueur, partent d'ici pour Tombouctou. Taoudeni se trouve dans la partie la plus basse de la grande dépression appelée El-Djoug; sur son prolongement occidental, on rencontre des gisements de sel analogues dans les oasis de l'Adrar, à Schingit. On ne saurait d'ailleurs, jusqu'à présent, dire avec certitude si ces gisements de sel — de même que ceux de Bilma, dans les oasis de Kaouar, qui se présentent dans des conditions analogues — doivent être considérés comme des formations toutes récentes (sans doute d'âge quaternaire) ou s'ils appartiennent aux terrains paléozoïques qui s'y trouvent comme substratum. »

D'après la carte géologique de M. Lenz, les terrains dévoniens et carbonifères des hamada situées au Nord des dunes d'Iguidi régneraient exclusivement, sur des espaces immenses, tant vers l'Ouest jusqu'auprès des rivages de l'océan Atlantique et vers le Sud-Ouest jusqu'à l'Adrar, que vers l'Est jusqu'au Sahara central et vers le Nord-Est jusqu'au Sahara algérien.

Cette grande zone paléozoïque avait déjà été traversée, plus à l'Est, par René Caillé dans son itinéraire du Djoug au Tafilet (1828). D'après la relation de voyage de Caillé⁽¹⁾ et malgré ses expressions évidemment impropres au point de vue géologique, je considère les hamada situées au Sud-Ouest et à l'Ouest de la dépression des oasis du Tafilet comme étant constituées essentiellement par des grès noirs ou noirâtres, analogues aux grès dévoniens qui se trouvent si développés au Sud-Est de ces régions, sur le versant Nord du Abaggar, et dont il va être question dans le second sous-paragraphe. C'est ce que j'ai indiqué sur ma carte géologique au $\frac{1}{5000000}$ (pl. IV) et sur ma petite carte géologique d'ensemble (fig. 13 dans le texte).

A mon sens et autant qu'on peut en juger d'après le peu que l'on sait sur cette partie du Sahara marocain, le Tafilet marquerait la limite orientale de la zone des grandes hamada dévoniennes et la limite occidentale de la zone des grandes hamada crétacées du Sahara septentrional (l'une et l'autre zone pouvant comprendre d'ailleurs de grandes hamada d'atterrissement). Cependant le Dévonien ne laisse pas que d'apparaître encore à l'Est du Tafilet, par exemple, sur les bords de la grande ligne d'érosion de l'Oued Guir, où l'on connaît, à une journée au Sud de Djörf et Torba, l'existence d'un affleurement de grès

du Fouta-Djallon, longe la côte septentrionale du golfe de Guinée et forme un système de plateaux en relief entre le versant de l'océan Atlantique et le bassin hydrographique du haut Niger.

⁽¹⁾ R. Caillé. — Journal d'un voyage à Tombouctou et à Djenné dans l'Afrique centrale, 1830.

dévonien avec *Rhodocrinus verus*, Goldfuss, fossile caractéristique rapporté par un officier de la colonne de Wimpfen (1870) : il a été constaté, de plus, que sur le Dévonien reposait directement le Cénomaniens avec *Rhabdocidaris Pouyannei*. Le fait est important et avait déjà été mentionné plus haut dans la première partie⁽¹⁾.

L'itinéraire de M. Rholfs du Maroc à In-Salah (1864)⁽²⁾ descend vers le Sud-Est cette grande vallée de l'Oued Guir qui, en aval d'Igli, continue dans la même direction sous le nom d'Oued Messaoura. Elle passe entre le groupe des grandes dunes de l'Erg occidental, au Nord-Est, et le groupe des grandes dunes d'Iguidi, au Sud-Ouest. Elle est comprise entre des berges rocheuses, qui apparaîtraient d'abord sur la rive Ouest, puis sur les deux rives au-dessous de Karzaz : d'après les renseignements recueillis par M. Pomel, ces berges sont constituées par des grès noirs, identiques aux grès dévoniens du Sahara central.

Plus bas encore, l'Oued Messaoura devient l'Oued Messaoud (ou Oued Touat). M. Rholfs a traversé, entre les oasis du Touat et celles du Tidikelt, une plaine rocheuse, en contre-haut d'une soixantaine de mètres, laquelle semble, d'après la relation de ce voyageur, présenter les mêmes grès dévoniens.

II. SAHARA CENTRAL.

Dans la première partie de cet ouvrage⁽³⁾, j'ai décrit la bordure méridionale W. E. des plateaux crétacés de Tademayt, de Tinghert et de la Hamada el-Homra. J'ai dit qu'au Sud de leurs falaises limites (pl. IV) s'étendent des plaines d'atterrissement (en terrain saharien et en alluvions quaternaires). Plus au Sud et tout le long de cette zone intermédiaire d'atterrissement, l'existence du terrain dévonien est nettement établie, ainsi qu'on va voir. Au Sud de la plaine d'atterrissement de l'Oued Massin ou plaine d'Ajemor, se dresse le grand plateau du Mouydir, constitué par une puissante formation de grès, et, au Sud de la plaine d'atterrissement de l'Oued Aserhoum, les monts Iraouen, constitués par les mêmes grès.

La seconde mission Flatters (1881) a traversé la partie occidentale des monts Iraouen. Ce sont, d'après la description de Roche⁽⁴⁾, des grès très durs, noirs extérieurement, blancs dans la cassure, disposés en bancs épais. Les couches sont presque horizontales et forment plateau; les escarpements ont 100 à 200 mètres de hauteur.

Le Mouydir et les Iraouen sont situés à l'Ouest et au Nord-Ouest du cours du haut Igharghar, qui les sépare d'un autre groupe important de reliefs,

⁽¹⁾ Première partie, chap. II, § 2.

⁽²⁾ G. Rholfs. — Von Maroc zum Tripoli, bei In-Çalah und Ghadamès, 1864.

⁽³⁾ Première partie, chap. II, § 1.

⁽⁴⁾ Documents relatifs à la mission dirigée au Sud de l'Algérie par le lieutenant-colonel Flatters, 1884.

savoir des grands plateaux du Tassili des Azdjer, situés à l'Est et au Sud-Est. Quant à la plaine de l'Oued Igharghar, elle se trouve resserrée et encaissée, un peu en aval d'Amguid, aux gorges d'El-Kheneg, entre la pointe méridionale des Iraouen et la pointe occidentale du Tassili; mais elle s'élargit et présente de vastes atterrissements, tant en amont vers les étangs d'Aghelachen, au Sud, qu'en aval vers Timassinin, au Nord.

A partir d'Amguid, la seconde mission Flatters, remontant d'abord le haut Igharghar, a suivi le bord occidental du Tassili, grande falaise Nord-Sud qui forme la berge droite de la vallée, du moins sur une certaine longueur : Roche a constaté, à la base, des poudingues à petits éléments, recouverts par des grès à grains de plus en plus fins. L'escarpement s'élève, et sa crête atteint 700 à 800 mètres d'altitude; puis il tourne à l'Est et fait face au massif cristallin de l'Eguéré, situé plus au Sud; il se dirige ensuite vers le Sud-Est, et poursuit au loin presque en ligne droite dans la même direction : cette falaise élevée domine alors la longue plaine d'Amadghor, qui se trouve limitée ainsi, d'une part, au Nord-Est, par le plateau du Tassili, et, d'autre part, au Sud-Ouest, par le pâté montagneux du Ahaggar.

L'année précédente (1881), la première mission Flatters avait côtoyé le bord septentrional du Tassili et remonté vers le Sud-Est, le long de la vallée des Irharharen, tributaire du haut Igharghar.

En 1859, Bou Derba, dans son voyage de Laghouat à Ghat, avait suivi le même chemin et déjà constaté que le Tassili était formé de grès dévoniens.

Roche a vérifié le fait. Il a décrit ces grès, qui sont quartzeux, très durs, passant à des quartzites, parfois à des schistes gréseux ou argileux. Il a trouvé, dans les terrains en question ⁽¹⁾, « principalement dans les schistes argileux, certains fossiles, un Trilobite voisin du *Prætus Cuvieri*, un fragment de *pigidium* de *Calymene*?, des *Leptaena*, le *Strophomene quadrangularis*, l'*Atrypa prisca*, l'*Atrypa reticularis*, un fragment d'*Orthis* rappelant la *Striatula*, un *Spirifer* voisin du *subspeciosus*, une *Rhynchonelle* du groupe de la *Wahlenbergi*. Aucun de ces fossiles n'est ni bien net, ni bien caractéristique; cependant de leur ensemble il paraît résulter que le plateau des Touareg Azdjer appartient au Dévonien, et peut-être même au Dévonien moyen ».

Il est naturel d'attribuer le même âge à la formation tout à fait semblable des grès qui constituent les monts Iraouen et le plateau du Mouydir.

A l'extrémité septentrionale du Tassili s'étale vers le Nord une grande plaine d'atterrissement, au confluent du haut Igharghar, venant du Sud-Ouest, et de la vallée des Irharharen, venant du Sud-Est. Au Nord de celle-ci, parallèlement et également en pente vers le Nord-Ouest, se trouve l'Oued Issaouen, qui se réunit à l'Oued el-Djoua, venant de l'Est, et aboutit aussi à l'Oued

⁽¹⁾ J. Roche. — Sur la géologie du Sahara septentrional (*Comptes rendus de l'Académie des sciences*, novembre 1880).

Igharghar, dans la grande plaine d'atterrissement de Timassinin, laquelle ne fait qu'un avec la précédente.

Cette plaine est recouverte de quelques chaînes de dunes, parallèles aux thalwegs. Au milieu des sables émerge un piton noir, le *Khanfousa* ou Coléoptère, témoin isolé en grès dévoniens.

Les parties hautes des vallées des Irharharen et de l'Issaouen sont séparées par une arête dévonnaie, dont la cime noire apparaît entre les dunes. Je ne doute pas, d'après la relation de M. Duveyrier sur son voyage de Ghadamès à Ghat (1861)⁽¹⁾, que le plateau d'Eguélé, au Nord de l'Oued Issaouen, soit identique comme composition au plateau du Tassili, au Sud des Irharharen, et qu'on ait là un même tout, en grès dévoniens, découpé par les têtes des deux vallées et de leurs affluents.

La carte laisse beaucoup à désirer au Sud-Est du plateau d'Eguélé, et l'on ne sait pas exactement jusqu'où va le plateau dans cette direction.

Quant au Tassili, il se prolonge au Sud-Est jusque près de Ghat. Il se termine de ce côté par un escarpement à peu près Nord-Sud, qui forme la berge occidentale de l'Oued Ouararet. Cette vallée sépare le Tassili du plateau de l'Idinen, situé vis-à-vis à l'Est, au milieu de dunes, de même que l'Oued Tanesrouft sépare l'Idinen de la chaîne de l'Akakous, plus loin à l'Est.

Ces deux vallées sont dirigées environ Nord-Sud et se rejoignent au Sud près de l'oasis de Ghat, qui est adossée aux collines de Koukkommen. L'oasis possède une terre légèrement sablonneuse, qu'arrosent de nombreuses sources naturelles.

Tous ces reliefs appartiennent à la même formation dévonnaie de grès noirs avec schistes argileux, formation entaillée profondément par les dénudations pliocènes et les érosions quaternaires. Ils sont séparés par de larges plaines, garnies d'atterrissements anciens et d'alluvions plus récentes.

La chaîne de l'Akakous, orientée du Nord au Sud, se dresse abrupte, semblable à une muraille ébréchée, et ses crêtes sont presque inaccessibles, même aux Touareg. Elle est constituée surtout par des couches de grès fins, très durs. Vers l'extrémité septentrionale, à la source de Serdelès, M. Duveyrier a rencontré, sur son itinéraire de Ghat à Mourzouk (1861), des grès argileux fossilifères : il y a recueilli un *Spirifer*, appartenant au groupe des *Ostiolati* (d'une espèce difficile à déterminer)⁽²⁾, mais certainement dévonnaie), et le *Chonetes crenulata*, essentiellement dévonnaie et plutôt dévonnaie moyen. J'ai dit plus haut qu'à la même localité se trouvait un témoin isolé des calcaires de la Craie supérieure (pl. IV)⁽³⁾.

Serdelès semble entourée, sauf à l'Ouest, de régions dénudées. D'après la relation de M. Duveyrier, les atterrissements anciens et les alluvions quaternaires

⁽¹⁾ H. Duveyrier. — Les Touareg du Nord, 1864.

⁽²⁾ C'est peut-être le *Spirifer ostiolatus*, Schlotheim.

⁽³⁾ Première partie, chap. II, § 1, III.

paraissent former les vastes surfaces du désert de Tayta, qui sépare l'Akakous, au Sud-Ouest, de l'Amsak, au Nord-Est; les atterrissements constitueraient aussi la grande hamada de Mourzouk : c'est un plateau sablonneux, s'étendant au loin vers le Nord-Est et parsemé de dépressions, parmi lesquelles la Hofra de Mourzouk, où se trouvent l'oasis et la ville de ce nom. Toutefois il est certain que les terrains paléozoïques règnent comme substratum dans toutes ces régions méridionales du Fezzan, et il est probable qu'ils constituent certains reliefs de la surface et affleurent sur certaines hamada.

La chaîne de l'Amsak, orientée environ du Sud-Ouest au Nord-Est, sépare la hamada de Mourzouk, au Sud, de la vallée de l'Oued el-Gharbi, au Nord. Elle a été traversée auprès de Tkertiba par Barth, Richardson et Overweg (1850) : ce sont toujours les mêmes grès avec schistes argileux, les intercalations argileuses prenant ici plus d'importance. Les couches sont toujours horizontales; elles sont profondément découpées, offrant des rochers abrupts, des pitons isolés et se terminant en maint endroit par des murailles à pic.

Des restes de plantes fossiles ont été trouvés par Overweg dans une argile schisteuse rouge de ces régions, et Beyrich⁽¹⁾ a cru pouvoir reconnaître, parmi les échantillons rapportés, une empreinte de *Sigillaria*, ce qui indiquerait la présence du terrain houiller : mais l'observation reste isolée dans le Sahara central. Notons aussi, entre Mourzouk et Ghat, un calcaire fossilifère avec tiges de Crinoïdes et Orthocères et avec Gastéropodes et Bivalves mal conservés.


Overweg venait du Nord. Avant d'atteindre l'Oued el-Gharbi, il avait eu à traverser, depuis l'Oued Chiaty, le principal massif de la partie orientale des dunes d'Edeyen. Auparavant, entre l'Oued Haeran et l'Oued Chiaty, il avait parcouru une région semblant offrir les mêmes grès que l'Amsak, mais moins argileux.

E. de Bary, dans son voyage de Tripoli à Ghat et à l'Air, traversa également ces régions situées au Sud de la Hamada el-Homra. Il insiste, dans son journal de route⁽²⁾, sur les collines noires, sans fin, qu'on y rencontre, et qui sont formées de grès jaunes, recouverts d'une croûte brune ferrugineuse.

Il est probable que, dans ces descriptions, il y a souvent confusion entre les grès dévoniens et les grès d'atterrissement. Mais on peut dire que les grès dévoniens occupent, concurremment avec les terrains d'atterrissement, des surfaces importantes à peu de distance au Sud de la Hamada el-Homra et forment le substratum de toutes ces régions⁽³⁾. Ce sont eux sans doute qui constituent les

⁽¹⁾ Beyrich. — Bericht über die von Overweg auf der Reise von Tripoli nach Murzuk und von Murzuk nach Ghat gefundene Versteinerungen (*Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 1852).

⁽²⁾ E. von Bary. — Reisebücher aus Nord-Afrika (*Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, 1877).

⁽³⁾ Faute de renseignements suffisants à l'égard de ces régions, je n'ai pu y distinguer sur ma carte au  (pl. IV) le terrain dévonien et les atterrissements; j'ai dû indiquer simplement le Dévonien au moyen d'un rond conventionnel.

pitons noirs d'Ayderdjan, émergeant des sables dans la partie occidentale des dunes d'Edeyen, sur l'itinéraire de M. Duveyrier au Sud d'Ohanet.

Enfin j'ai dit plus haut⁽¹⁾ que dans l'Oued Haeran même, près d'El-Hassi, Overweg avait découvert, au pied du rebord méridional de la Hamada el-Homra, le contact direct du Crétacé et du Dévonien; ce dernier terrain, formé toujours des mêmes grès, y est caractérisé par le *Spirifer Bouchardi*, Verneuil, la *Terebratula Daleidensis*, F. Rømer, et la *Terebratula longinqua*, Beyrich. Les grès dévoniens doivent former, ainsi que je l'ai indiqué sur ma carte géologique (pl. IV), un liséré le long du pied de la falaise crétacée qui termine au Sud la Hamada-el Homra.

Les renseignements précis font défaut à l'Est des régions dont nous venons de parler; mais il est à peu près certain que les terrains paléozoïques se poursuivent de même, au travers du Fezzan, au Sud des hamada crétacées qui font suite à la Hamada el-Homra et au Sud de l'Haroudj el-Abiod. C'est ce qu'indique ma petite carte géologique d'ensemble du Sahara (voir ci-après, fig. 13, dans le texte).

La dépression d'atterrissement de l'Oued el-Gharbi, au Sud de la partie orientale des dunes d'Edeyen, se continue en pente vers le Nord-Est sous le nom d'Oued el-Chergui. La chaîne de l'Amsak se prolonge également, bien qu'assez discontinue, suivant le bord méridional de cette dépression; M. Duveyrier signale ses derniers contreforts du côté de Sebha. C'est sans doute encore le Dévonien qui constitue les hauteurs rocheuses de la Cherguiya, au Nord-Est de Mourzouk.

Jusqu'où les terrains paléozoïques continuent-ils ensuite à l'Est de Mourzouk? Se retrouvent-ils dans la région des oasis de Koufrah, ainsi que M. Zittel semble disposé à l'admettre⁽²⁾, d'après la relation du voyage de M. Rholf's dans ces parages (1869)⁽³⁾? Cela paraît vraisemblable; mais les renseignements deviennent trop vagues de ce côté pour permettre une affirmation.

On possède des indications plus certaines sur le prolongement des terrains paléozoïques au Sud de Mourzouk et au Sud de Ghat; jusqu'à la limite méridionale du Sahara.

Au Sud de Ghat, Overweg (1850) et de Bary (1877) ont successivement exploré le bord oriental des massifs montagneux du Ahaggar et de l'Air, tous deux en terrains cristallins anciens. Ils ont constaté que les terrains paléozoïques se poursuivent le long de cette lisière et forment, autour et sur les flancs des massifs cristallins, une ceinture de plateaux en grès noir. On peut citer, en particulier, le plateau situé au Sud de Faleslès et celui qui se trouve près de la limite Nord de la région des oasis de l'Air.

Les mêmes terrains paléozoïques règnent au loin vers l'Est, soit à la surface

⁽¹⁾ Première partie, chap. II, § 1, IV.

⁽²⁾ K. Zittel. — Die Sahara, 1883.

⁽³⁾ G. Rholf's. — Reise von Tripolis nach der Oase Kufra, 1881.

des hamada, soit comme substratum des atterrissements, au travers des régions qui s'étendent dans cette direction depuis le pied du massif du Ahaggar jusqu'au pied du massif opposé du Tibesti.

Au Sud de Mourzouk, M. Rholf's, dans son itinéraire de Mourzouk au lac Tchad (1865)⁽¹⁾, a traversé d'abord une grande dépression avec sebkha, recouverte de dunes; puis il a franchi les monts Tümmo, hauts de 700 mètres, appartenant à un plateau de grès noirs, les mêmes que les grès dévoniens du Tassili des Azdjer (dont le plateau des monts Tümmo représente le prolongement vers le Sud-Est). La formation dévonienne se continue vers le Sud et se retrouve dans la région des oasis du Kaouar, où l'on remarque des rochers abrupts en grès noirs, stratifiés horizontalement. Enfin ces mêmes grès se verraient encore à Dibhela, et ce n'est que plus au Sud, immédiatement avant Agadem, que M. Rholf's note la première apparition des terrains granitiques.

Signalons, dans les oasis du Kaouar, les salines de Bilma, déjà mentionnées, dont les exportations vers le Sud rivalisent d'importance avec celles de Taoudeni : le sel est extrait ici de lacs salés, que l'on cite comme les plus grands et les plus purs du Sahara. La salure de ces lacs provient-elle de gisements de sel gemme situés au fond et interstratifiés dans les terrains paléozoïques, ou ces lacs salés sont-ils comparables aux chotts du Sahara septentrional, dont la salure provient de la concentration des sels fournis par les terrains récents d'atterrissement? C'est ce dont les descriptions des voyageurs ne permettent pas de se rendre compte.

III. SAHARA ORIENTAL.

L'itinéraire de Nachtigal au Sud de Mourzouk (1869) oblique au Sud-Est à partir des monts Tümmo et gagne les montagnes du Tibesti : sur tout le trajet jusqu'à Tao, le voyageur a rencontré des grès, sous lesquels semblent se placer tantôt des calcaires-marbres rouges, tantôt des schistes argileux⁽²⁾.

Le massif montagneux du Tibesti peut être considéré comme situé à l'extrémité Ouest du Sahara oriental. Il est constitué essentiellement par des terrains cristallins et des roches volcaniques; mais Nachtigal note encore des grès, couronnant des roches granitiques, sur le côté Sud-Ouest du volcan du Tarso, et l'on peut admettre que les terrains paléozoïques flanquent les deux bords de cette grande chaîne, allongée vers le Sud-Est.

Au Sud du prolongement de la chaîne du Tibesti vers le Ouanjanga se trouve la région pierreuse du Borkou, également visitée par Nachtigal (1871). On y retrouve les grès noirs habituels du Dévonien, par exemple, à la montagne plate du Koroka, au Nord de Boudou; ces grès forment les parties hautes et rocheuses du pays, et ils reposent sur des calcaires bariolés, en couches hori-

⁽¹⁾ G. Rholf's. — Quer durch Afrika, 1874.

⁽²⁾ Nachtigal. — Sahara und Sudan, 1879 et 1881.

zontales, qui représentent peut-être le Silurien. Enfin il existe à Boudou des lacs salés, tout à fait analogues à ceux de Bilma.

Il n'est pas douteux que les terrains paléozoïques du Borkou se relie, à l'Ouest, à ceux du Kaouar, de même que ces derniers à ceux du bord oriental de l'Ahaggar et de l'Air.

Vers l'Est, d'autre part, on n'a plus aucune notion précise sur la constitution géologique des pays qui s'étendent depuis le Tibesti et le Borkou jusqu'au Darfour; mais on sait que le Sahara oriental présente, dès lors, dans le Sud et dans l'Est du désert libyque, ainsi que, plus à l'Est, dans le désert arabe, une immense formation de grès sans fossile, dits *grès de Nubie*, sur lesquels j'ai appelé déjà l'attention dans la première partie de ce rapport⁽¹⁾. C'est la formation sédimentaire la plus ancienne que l'on trouve dans toutes ces régions, celle qui repose directement sur le terrain primitif.

La présence de terrains paléozoïques n'a été prouvée nulle part, jusqu'à ce jour, dans les déserts libyque et arabe, avec fossiles à l'appui, et pour ce qui est des grès de Nubie, j'ai exposé plus haut l'opinion, soutenue par M. Zittel et partagée par M. Péron, d'après laquelle cette grande formation se rattacherait au Cénomaniens superposé et représenterait le terme inférieur des terrains crétacés moyens du Sahara oriental : ce serait l'équivalent de nos grès albiens d'Algérie.

Mais il est, au sujet de l'âge des grès de Nubie, une opinion contraire et déjà ancienne, à laquelle M. Suess semble disposé à revenir : ces grès seraient, en grande partie, du moins, d'âge paléozoïque et probablement permien ou permio-carbonifère. On peut faire valoir, en effet, qu'ils se poursuivent identiques en Orient, où l'on a découvert, dans la presqu'île du Sinaï, une réapparition de la faune carbonifère du Sahara occidental : des couches calcaires avec *Orthis Micheleni* y ont été trouvées, ainsi qu'une empreinte de *Lepidodendron* dans les grès eux-mêmes⁽²⁾. On peut ajouter que, d'une manière générale, en Orient de même qu'en Abyssinie, les grès de Nubie, rouges et blancs, salifères et métallifères, avec cailloux roulés de porphyres, etc., ont tous les caractères minéralogiques des grès permien d'Europe (*Rothliegende*); on rappelle à ce propos que, dès 1858, Unger avait déterminé, comme se rapportant au terrain permien, un bois fossile trouvé par Russeger dans les environs d'Assouan⁽³⁾. On pourrait même faire observer qu'il semblerait naturel alors de considérer les niveaux sous-jacents des grès de Nubie comme représentant le prolongement vers l'Est de nos grès dévoniens du Sahara central, à en juger par la continuité et l'analogie de composition, et sans chercher des assimilations jusqu'en Europe.

Quoi qu'il en soit, la question reste ouverte. Il est probable, ainsi que je l'ai

⁽¹⁾ Première partie, chap. II, § 3, I.

⁽²⁾ R. Tate. — On the Age of the Nubian Sandstone (*Quart. Journ. geol. Soc.*, 1871).

⁽³⁾ *Bull. Soc. géol. de France*, 2^e série, tome XVI, 1858. — Cette conclusion avait, d'ailleurs, été contestée (voir Lartet, *Géologie de la Palestine*).

déjà dit, que les deux écoles ont toutes deux raison et qu'il y aura lieu plus tard de distinguer, dans ce qu'on englobe aujourd'hui sous le nom de *grès de Nubie*, deux séries d'âges bien différents, l'une albiennne, l'autre permo-carbonifère (ou même remontant du Carbonifère au Dévonien et peut-être plus haut dans la série primaire).

IV. CONCLUSIONS SUR LES TERRAINS PALÉOZOÏQUES DU SAHARA.

Les terrains paléozoïques présentent un développement immense dans le Sahara occidental et, au Sud de la zone crétacée du Sahara septentrional, dans le Sahara central et dans l'Ouest du Sahara oriental. Ils se déroulent avec continuité au travers de ces vastes espaces, tantôt à la surface, tantôt sous les atterrissements, et forment ceinture autour des massifs cristallins anciens qui font saillie dans certaines régions et dont nous parlerons dans le second paragraphe. On peut les suivre ainsi depuis le voisinage de l'océan Atlantique, à l'Ouest, jusqu'au delà du Fezzan et du Borkou, à l'Est, soit sur une longueur de près de 34 degrés en longitude. Au delà vers l'Est, le prolongement des terrains paléozoïques au travers du Sahara oriental n'est pas démontré.

Le principal représentant des terrains paléozoïques au Sahara est le terrain dévonien. De plus, le terrain carbonifère se montre également développé à la surface du Sahara occidental; mais il manque, en général du moins, dans le Sahara central, en un seul point duquel il a été signalé.

La présence du terrain silurien n'a pas été encore nettement constatée au Sahara, sauf dans le Sud du Sahara occidental (plus au Sud, du côté de la Sénégambie, ce terrain prend même un grand développement). Mais il est probable que le Silurien affleure mainte fois sous le Dévonien dans les autres régions paléozoïques du Sahara; il ne doit pas y faire totalement défaut, non plus que le Cambrien. Les explorations ultérieures fixeront sur ce point et montreront sans doute que la série paléozoïque est complète au Sahara depuis le Dévonien jusqu'au terrain primitif.

C'est au Sud du Sahara algérien (pl. IV) que les terrains paléozoïques sont le mieux connus, bien qu'incomplètement encore.

Nous avons vu que le Sahara central présente, au Sud de la cuvette crétacée du Melrir (au-dessous du 29° degré de latitude), une formation puissante de grès noirs, avec schistes argileux : formation continue, uniforme, qui s'est montrée fossilifère en plusieurs points et qui est d'âge dévonien.

Ces grès dévoniens constituent un épais manteau, d'une puissance d'environ 100 mètres, appliqué sur le versant septentrional du massif montagneux du Ahaggar (pl. X, fig. 1). Leurs couches plongent, dans leur ensemble, vers le Nord, et passent sous les falaises qui limitent les plateaux crétacés du Sahara septentrional. Elles ont un plongement généralement très faible et donnent lieu elles-mêmes à des plateaux, dont les altitudes croissent lentement vers le Sud.

Des fractures, suivies de puissantes dénudations, ont découpé ces grès en massifs distincts. Il n'en est même resté, dans certaines régions, que des flots abrupts, émergeant au milieu de l'atterrissement.

Les terrains paléozoïques forment ainsi sur le versant Nord du Ahaggar une zone relativement étroite, qui se réduit à 1 degré en latitude vers le 3° degré de longitude Ouest, dans la région du haut Igharghar. Mais cette zone s'élargit notablement tant à l'Ouest qu'à l'Est, et le massif central du Ahaggar se trouve flanqué de même, sur tout son pourtour, de terrasses paléozoïques.

A l'Ouest, les terrains dévoniens contournent le bassin créacé du haut Oued Mya, remontent le cours de l'Oued Messaoura vers le Nord-Ouest et se développent au delà, vers le Sud-Ouest, à la surface du Sahara occidental, jusqu'au près des rivages de l'océan Atlantique; mais ils sont alors accompagnés d'un autre système de couches calcaires qui, d'après leurs fossiles, appartiennent au terrain carbonifère. Dans le Sud du Sahara occidental (entre le massif des dunes d'Iguidi et le Soudan occidental), le sol est constitué soit par des terrains paléozoïques ou cristallins anciens, soit par des atterrissements ou des dunes de sable; mais ce sont les atterrissements et les dépôts récents qui semblent dominer à la surface ⁽¹⁾.

A l'Est, d'autre part, les terrains dévoniens, avec leurs grès caractéristiques, longent le pied méridional des plateaux créacés de la Tripolitaine; ils règnent dans la plus grande partie du Fezzan, où ils semblent accompagnés de lambeaux de terrains carbonifères. Puis, au Sud de ces régions, ils pénètrent largement au travers du Sahara central entre les massifs cristallins du Ahaggar et du Tibesti; ils s'avancent au Sud-Ouest jusqu'à l'Air et au Sud-Est jusqu'au delà du Kaouar et du Borkou.

Les terrains paléozoïques présentent ainsi, au Sud de la Hamada el-Homra, un développement d'environ 11 degrés en latitude. A leur lisière méridionale, ils forment bordure le long d'une vaste dépression, qui s'étend bien au delà dans le Soudan central: c'est la dépression intérieure du lac Tchad, bassin lacustre dont les eaux devaient présenter à l'époque quaternaire une extension beaucoup plus grande qu'aujourd'hui ⁽²⁾.

Plus à l'Est, au delà du Fezzan, du Tibesti et du Borkou, on ne sait pas exactement jusqu'où la zone paléozoïque se poursuit au travers du Sahara oriental, et il faut aller, de ce côté, jusqu'à la presqu'île du Sināï pour retrouver des traces positives de terrains paléozoïques. Toutefois, d'après une opinion qui compte de sérieux partisans, la grande formation des grès de

⁽¹⁾ On ne possède pas de renseignements précis sur la région stérile et inhospitalière du Tanezrouft: plateau en relief, dit *crayeux* par les uns et en *terre grise* par les autres. Jusqu'à plus ample informé, on peut admettre, avec M. Pomel, que ce plateau présente, à sa surface tout au moins, un tuf calcarogypseux d'âge récent.

Quant au Tassili du Sud, qui flanque le Ahaggar au Sud-Ouest, il doit être paléozoïque.

De même, plus au Sud, l'Adrar des Aoulimmiden.

⁽²⁾ Deuxième partie, chap. II, § 1, VIII.

Nubie, laquelle règne dans le Sud, le Sud-Est et l'Est du Sahara oriental, serait encore paléozoïque : elle correspondrait au Permien ou au Permo-carbonifère. Peut-être même comprend-elle aussi du Dévonien.

En trois points des régions centrales du Sahara, dans l'Oued Haeran, à Serdelès et près de Djörf et Torba, on a constaté que les terrains crétacés moyens reposent directement sur les grès dévoniens. Tout porte à croire (bien qu'il ne soit généralement pas possible de mettre le doigt sur le contact, à cause des atterrissements qui le recouvrent) qu'il en est de même tout autour du Sahara algérien et tripolitain, c'est-à-dire qu'aucune formation géologique n'y est interposée entre la Craie moyenne et le Dévonien; cette lacune semble même aller du Cénomaniens au Dévonien moyen.

Autrement dit, les terrains Carbonifère, Permien, Triasique, Jurassique et Crétacé inférieur manquent autour du Sahara algérien et tripolitain.

Le terrain carbonifère, il est vrai, se trouve largement représenté dans le Sahara occidental. On peut même admettre qu'il existe accidentellement, par lambeaux, dans le Sahara central, bien que le fait demande confirmation.

D'autre part, dans le Sahara oriental, les grès de Nubie sont soit d'âge primaire jusqu'au Carbonifère, soit, au contraire, d'âge Crétacé moyen, soit, plutôt, partie d'un âge et partie de l'autre.

De toutes manières et d'une manière générale, on peut donc dire que le Sahara présente, entre les terrains paléozoïques et crétacés, une grande lacune comprenant au moins le Trias, le Jurassique et la Craie inférieure.

§ 2. TERRAINS CRISTALLINS ANCIENS DU SAHARA.

Je passerai de même en revue, de l'Ouest à l'Est, les diverses régions du Sahara où les terrains cristallins anciens — terrain primitif et roches éruptives anciennes — ont été mentionnés par les explorateurs : Sahara occidental, Sahara central et Sahara oriental.

A la suite, je placerai un appendice relatif à une roche éruptive sans doute triasique, dont j'ai rencontré quelques échantillons à la surface du Sahara algérien.

I. SAHARA OCCIDENTAL.

Au Sud des dunes d'Iguidi, M. Lenz a traversé une plaine couverte d'arènes granitiques. Il a rencontré ensuite, dans la région d'El-Eglab, des mamelons en granite et en porphyre.

D'après sa carte géologique de l'Afrique occidentale⁽¹⁾, les terrains cristallins anciens et les roches éruptives anciennes formeraient dans le Sud du Sahara occidental une série d'îlots isolés, d'extension variable, entremêlés d'îlots paléozoïques, le tout noyé au milieu de vastes atterrissements. Le Sahara occi-

⁽¹⁾ *Mittheilungen*. — 1882.

dental présenterait ainsi une zone transversale de nature mixte, en terrains paléozoïques et cristallins anciens (à la surface ou comme substratum), zone allant en s'élargissant de l'Ouest à l'Est depuis l'Adrar jusqu'au grand massif cristallin du Ahaggar (voir ci-après, fig. 13).

II. SAHARA CENTRAL.

La constitution géologique et la disposition orographique du versant Nord du massif montagneux du Sahara central sont montrées clairement par la carte au $\frac{1}{5000000}$ (pl. IV) et par le profil de la figure 1 (pl. X). On voit que si les plateaux dévoniens précédemment décrits forment les premiers contreforts au bas du versant, les reliefs qui se trouvent en contre-haut vers le Sud sont en roches cristallines anciennes, de même que le cœur du massif.

La seconde mission Flatters a fourni sur ces régions des indications précises.

L'Oued Igharghar et son tributaire l'Oued Gharis, qui vient du Sud-Ouest, se réunissent au Nord d'Amguid et se trouvent, en amont de leur confluent, dans une plaine commune d'atterrissements anciens et d'alluvions quaternaires; cette plaine s'élargit ainsi beaucoup vers le Sud et atteint rapidement une cinquantaine de kilomètres (pl. IV); elle est bordée, à l'Ouest, par le plateau du Mouydir et, à l'Est, par le plateau du Tassili, tous deux dévoniens. Au delà, le terrain change, et Roche a découvert des gneiss et des micaschistes, avec bancs de quartzites et de calcaires micacés cristallins: il semble qu'on ait là l'étage supérieur des formations cristallines anciennes. Ce sont ces gneiss et micaschistes qui constituent, sur le bord occidental de la plaine et contre le Mouydir même, les monts Ifettesen, au profil dentelé, et, sur le bord oriental, les chaînes du massif montagneux de l'Eguéré, qui ont jusqu'à 500 mètres de hauteur.

Au Sud de l'Eguéré se dresse la masse imposante du pâtre montagneux du Ahaggar, avec une série de terrasses étagées, que dominent de puissantes cimes, aux altitudes de 1,500 et 2,000 mètres.

Overweg, puis de Bary ont, d'autre part, étudié la constitution géologique du versant oriental des monts Ahaggar. Après avoir quitté Ghat pour le Sud-Ouest et traversé le prolongement oriental du plateau dévonien du Tassili, on rencontre ⁽¹⁾ bientôt, près du mont Tisga, les terrains primitifs, et, dès lors, ce sont ces terrains, granites, gneiss, schistes amphiboliques, qui forment au loin le sous-sol vers le Sud et le massif même du Ahaggar, sauf les terrasses latérales de grès dévoniens que nous avons notées plus haut, et concurremment avec les roches basaltiques dont nous parlerons plus loin.

De même, la contrée montagneuse de l'Aïr — qui peut être considérée comme une annexe méridionale du massif du Ahaggar — est essentiellement granitique, ainsi qu'Overweg et de Bary l'ont constaté.

⁽¹⁾ Tagebuch des verstorbenen Dr. E. von Bary, geführt auf seiner Reise von Tripolis nach Ghat und Aïr (*Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, 1880).

D'après ce qui précède, et bien que l'intérieur de la région même du Ahaggar n'ait été visité par aucun voyageur européen, on peut dire avec certitude que les terrains cristallins anciens constituent la masse principale de cette énorme protubérance, qui se dresse au milieu du Sahara central et occupe environ 15 degrés en longitude et 10 degrés en latitude. C'est, en effet, ce qu'indique ma petite carte géologique d'ensemble du Sahara (fig. 13, ci-après).

III. SAHARA ORIENTAL.

Vis-à-vis des monts Ahaggar et comme contre-partie, de l'autre côté du prolongement septentrional de la dépression du lac Tchad, se dresse le massif, également puissant, des montagnes du Tibesti et de l'Ouanjanga. Celles-ci se font surtout remarquer par les grands volcans qui forment leurs cimes principales et s'élèvent à des altitudes de 2,500 et 3,000 mètres. Mais, de plus, Nachtigal signale, près du Tarso, des roches de granite, et il est à présumer qu'ici encore les terrains primitifs constituent la masse principale du système montagneux qui du Tibesti se dirige, au Sud-Est, vers le Darfour : c'est ce que j'ai indiqué (fig. 13), conformément à la petite carte générale de M. Suess⁽¹⁾.

« Alors commencent, dit M. Suess⁽²⁾, ces vastes surfaces, desquelles le terrain primitif émerge en masses et mamelons isolés, et dont il forme tout le sous-sol dans le Kordofan et le Senaar⁽³⁾, presque jusqu'au près de Khartoum. De là le terrain primitif s'étend jusqu'à la mer Rouge et le long de celle-ci très loin vers le Nord, même jusqu'au golfe de Suez, le massif montagneux du Sinaï formant ensuite son prolongement vers l'Arabie.

« La limite occidentale de ces régions de l'Est du Sahara, constituées principalement par des granites, des gneiss et des rochers amphiboliques, est, d'ailleurs, très irrégulière, et des lambeaux de terrains sédimentaires empiètent de l'Ouest sur le terrain primitif. Celui-ci s'avance en plusieurs endroits jusqu'au Nil et donne lieu aux cataractes du fleuve; mais, en aval d'Assouan, il se réduit à une zone moins large, parallèle au rivage de la mer. »

Cette zone cristalline du bord occidental de la mer Rouge, dans l'Est de l'Égypte, forme une longue et importante chaîne de montagnes, dont les cimes principales s'élèvent à 2,500 mètres au-dessus de la mer, et qui trace de ce côté la limite naturelle du Sahara oriental. Elle a été explorée par M. Schweinfurt (1876 et 1877) et se trouve comprise dans la carte géologique des déserts libyque et arabe de M. Zittel⁽⁴⁾.

M. Zittel signale, dans ces montagnes du rivage arabe, des granites, des

⁽¹⁾ E. Suess. — *Das Antlitz der Erde*, 1885.

⁽²⁾ Itinéraires de Nachtigal (1874) et de Purdy (1875).

⁽³⁾ A signaler au Sud-Est les régions volcaniques de l'Abyssinie et du Schoa.

⁽⁴⁾ K. Zittel. — *Ueber den geologischen Bau der libyschen Wüste* (*Académie des sciences de Munich*, 1880).

diorites, des schistes amphiboliques, des gneiss et d'autres roches cristallines, traversés par des filons de ces magnifiques variétés de porphyres, que les anciens Égyptiens et les Romains exploitaient au Djebel Doukkan et à Hammamet, et dont ils ont su charrier les blocs énormes que l'on connaît, au travers du désert, jusqu'aux bords du Nil.

Sur les flancs de la grande chaîne en question repose, directement au-dessus du terrain primitif, la formation des grès de Nubie. De même dans le Sud des déserts arabe et libyque, où cette même formation uniforme présente l'immense extension que j'ai dit, tant au travers de la Nubie qu'au Nord des régions granitiques du Senaar, du Kordofan et du Darfour : partout elle semble s'avancer jusqu'au contact immédiat du terrain primitif (fig. 13).

IV. CONCLUSIONS SUR LES TERRAINS CRISTALLINS ANCIENS DU SAHARA.

Les terrains cristallins anciens occupent dans les régions moyennes et méridionales du Sahara une grande zone discontinue, qui s'étend de l'Ouest à l'Est depuis le voisinage de l'Océan Atlantique jusqu'aux bords mêmes de la mer Rouge.

Dans le Sahara occidental et central, ainsi que dans l'Ouest du Sahara oriental, cette zone présente concurremment des terrains paléozoïques authentiques, qui flanquent les massifs cristallins : elle est de nature mixte. Elle s'élargit de l'Ouest à l'Est et occupe 9 degrés en latitude dans le Sahara central, où elle comprend le grand massif du Ahaggar et, au Sud, le massif de l'Air.

Au delà vers l'Est, à partir du massif du Tibesti, la zone cristalline ancienne semble devenir continue, obliquer vers le Sud-Est et régner ensuite tout le long de la lisière méridionale du Sahara oriental et dans le Nord du Soudan oriental. Enfin, décrivant une grande courbe vers le Nord, elle limite à l'Est le Sahara oriental. Sur le terrain primitif repose alors la formation des grès de Nubie.

Si les grès de Nubie sont paléozoïques, en tout ou en partie, le Sahara oriental présente, au-dessous de la Craie moyenne, une lacune comparable à celle qui est constatée au milieu du Sahara. Mais s'ils appartiennent entièrement à la Craie moyenne, cette lacune devient incomparablement plus grande dans le Sahara oriental, puisqu'elle comprend alors tout le groupe paléozoïque et une grande partie du groupe secondaire, jusques et y compris la Craie inférieure.

APPENDICE

SUR UNE DOLÉRITE ANDÉSITIQUE À STRUCTURE OPHITIQUE.

En trois points différents du Sahara algérien — dans la vallée de l'Oued Djedari, près des Gour Ouargla et dans la plaine d'Hassi-Berkan — j'ai recueilli à la surface du sol quelques morceaux d'une roche éruptive, que je n'ai pas,

d'ailleurs, trouvée en place. Deux de ces échantillons semblent façonnés de main d'homme, et, d'après nos guides, ce sont des débris de moulins touareg; ils proviendraient donc du Sud, des régions cristallines du Sahara central, où les roches éruptives anciennes sont certainement fréquentes.

La roche en question est une dolérite andésitique à structure ophitique. J'en ai fait tailler des plaques minces, qui ont été examinées au microscope polarisant par M. Michel Lévy.

Voici leur description :

ÉCHANTILLON N° 1. (Oued Djedari.)

Pas de grands cristaux anciens de *première consolidation*.

Deuxième consolidation.

a. Grands microlithes feldspathiques, principalement d'oligoclase, quelques-uns de labrador. Ceux d'oligoclase s'éteignent en long, ou près de leur longueur, qui est parallèle à l'arête *pg*; le plus souvent, macle de l'albite. Ceux de labrador présentent une extinction qui va jusqu'à 30 degrés de cette longueur; macle de l'albite, indice de la macle de Carlsbad.

b. Plages granulitiques de pyroxène presque entièrement transformé en amphibole (roche très décomposée). L'amphibole est assez peu polychroïque, dans les teintes vertes; bien caractérisée par ses clivages.

c. Partie amorphe, verdâtre ou jaunâtre, avec filonets d'une matière serpentineuse plus verdâtre (opale serpentineuse).

Produits secondaires.

Petits granules de leucoxène (sphère secondaire de transformation du fer titané).

Amphibole.

Épidote.

Opale?

ÉCHANTILLON N° 2. (Gour Ouargla.)

Identique au précédent.

ÉCHANTILLON N° 3. (Plaine d'Hassi-Berkan.)

Identique au précédent.

Fer titané parmi les éléments primordiaux anciens, en débris.

Épidote extrêmement abondante; quelquefois secondaire.

Cette roche est très analogue aux Ophites des Pyrénées, qui sont sans doute triasiques.

CHAPITRE II.

APERÇU SUR LES FORMATIONS VOLCANIQUES RÉCENTES DU SAHARA.

Un dernier genre de formation se rencontre au Sahara et se trouve indiqué sur ma carte géologique au $\frac{1}{5000000}$ (pl. IV) et sur ma petite carte d'ensemble (fig. 13, ci-après) : ce sont les formations volcaniques d'âge récent — massifs basaltiques, coulées de laves et de scories, volcans à cratères, etc.

Le Sahara, en effet, a été le théâtre d'éruptions volcaniques d'une réelle importance, surtout à l'époque quaternaire, et ce n'est pas là un des phénomènes les moins intéressants de l'histoire géologique des déserts actuels.

Les trois principales régions du Sahara au point de vue volcanique sont les pays touareg, le Tibesti et la Tripolitaine, situées toutes trois au milieu de la zone désertique; je vais les passer successivement en revue. Quelques mots suffiront ensuite au sujet des rares basaltes que l'on rencontre dans les déserts libyque et arabe.

Pour ce qui est du Sahara occidental, on n'y a pas signalé jusqu'à ce jour de roches éruptives récentes.

Une courte conclusion terminera ce chapitre.

I. PAYS TOUAREG.

Des fragments roulés de laves, noires et scoriacées, ont été recueillis par Bou Derba (1859) et par Roche (1880, première mission Flatters)⁽¹⁾ en plusieurs points du lit du bas Igharghar : ils jalonnent le thalweg, presque insensible à l'œil, de cet oued le long du bord oriental du gassi de Mokhanza, en aval d'El-Biod, et ils proviennent évidemment des pays touareg situés en amont.

J'ai fait tailler des plaques minces de quatre des échantillons rapportés par Roche, et je les ai soumises à M. Michel Lévy, qui les a examinées au microscope polarisant.

Trois de ces échantillons sont identiques. Ce sont des basaltes ponceux : ils renferment, comme éléments de première consolidation, de l'olivine, de l'augite, du fer oxydulé; comme éléments de deuxième consolidation, des microlithes de labrador, de pyroxène, de fer oxydulé.

Le quatrième échantillon est un peu différent. C'est une trachylite (verre basique), également ponceuse, très chargée d'hématite secondaire, dans laquelle le microscope ne montre guère que quelques grands cristaux d'augite et des microlithes de labrador : une trachylite de labradorite.

Plus haut dans le lit de l'Oued Igharghar, en amont d'Amguid, et dans le lit de son affluent, l'Oued Gharis, Roche (1882, seconde mission Flatters) a signalé aussi de nombreux fragments de lave roulés.

Non loin de là, dans la région d'Eguéré, formée de gneiss et de micaschistes, Roche a découvert et remonté, sur une longueur de plus de 20 kilomètres, une grande coulée de basalte en place qui occupe le fond de la vallée de l'Oued Alouhaï (pl. IV), avec une largeur de 1 à 2 kilomètres et une épaisseur visible de 5 à 10 mètres. Roche signale aussi des coulées semblables dans d'autres vallées de la région. A ce propos, il fait observer que leur position, dans le fond des vallées, montre clairement que l'éruption et l'épanchement ont eu lieu à

⁽¹⁾ Documents relatifs à la mission dirigée au Sud de l'Algérie par le lieutenant-colonel Flatters, 1884.

une époque où le Sahara possédait déjà son système orographique et hydrographique actuel; il ajoute cependant que les oueds eux-mêmes se sont creusé leurs lits au travers de ces nappes de basaltes. Ce sont donc là des coulées de basaltes postérieures au creusement des vallées quaternaires, comme les coulées des Puys d'Auvergne.

Ces coulées viennent de points situés plus au Sud; elles descendent du grand massif du Ahaggar, où se trouvent les centres d'éruption volcanique.

Comme toujours, le basalte, généralement compact et très dur, est accompagné de parties scoriacées, et ce sont ces parties moins lourdes que les eaux de l'Oued Igharghar ont entraînés et roulés au loin vers le Nord.

De même, dans la vallée des Irharharen, M. Duveyrier ⁽¹⁾ a trouvé, au milieu des alluvions qui entourent les ghedir de Sâghen, « des laves noires, poreuses et légères, charriées du sommet de l'Adrar, point le plus élevé du Tassili, par des eaux de débordement de l'Oued Tikhammelt ». Les sommets du Tassili possèdent donc aussi d'anciens volcans.

Plus au Sud, Overweg (1850) et de Bary (1877) ⁽²⁾ ont rencontré des basaltes tout le long du versant oriental du Ahaggar, et ils ont constaté qu'il existait, sur le bord extérieur du massif cristallin, une ceinture de montagnes volcaniques, de forme conique. Ce sont sans doute également de grands volcans, récemment éteints, qui constituent les cimes puissantes que l'on voit se dresser au-dessus des terrasses centrales des monts Ahaggar (fig. 13).

Enfin on trouve encore des formations volcaniques dans l'Air, où l'on cite, en particulier, le volcan Tekindouhir, dont les traînées de laves s'étendent jusqu'au-près d'Adschiro.

II. TIBESTI.

La région montagneuse du Tibesti semble être la principale et la plus remarquable des contrées volcaniques du Sahara (fig. 13).

On y trouve de gigantesques volcans à cratères, tels que le Tarso, dont Nachtigal (1869) a fait l'ascension et au sommet duquel il trouva, à une altitude d'environ 2,400 mètres, un cratère de 50 mètres de profondeur et de 3 à 4 lieues de pourtour. « Les parois de l'entonnoir offrent une pente raide à leur partie supérieure; leur couleur sombre contraste fortement avec des filets minces et festonnés de sels blancs, qui font que cet ancien cratère est désigné par les indigènes comme fosse de natron, et qui descendent comme autant de rigoles vers le milieu du fond. Là s'élève, à la place la plus escarpée, une colline noire comme du charbon, en forme de cône régulier, qui présente à la pointe une petite dépression en forme de cratère, avec l'intérieur blanc, et dont la base est entourée de la même masse blanche ⁽³⁾. » La conservation de cet appareil cratériforme montre qu'il n'a pas eu à subir les puissantes érosions plu-

⁽¹⁾ H. Duveyrier. — Les Touareg du Nord, 1864.

⁽²⁾ Tagebuch des verstorbenen E. von Bary (*Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, 1880).

⁽³⁾ Nachtigal. — Sahara und Sudan, 1879 et 1881.

viales des temps quaternaires anciens, et, de plus, l'existence d'une source thermale (Jerike), au pied oriental du Tarso, témoigne en faveur de l'âge récent des volcans de cette région.

Au delà du Tarso se dresse le mont Tousside; au delà, l'Emi-Koussi et une rangée d'autres cimes élevées, de forme conique, qui se succèdent vers l'Est-Sud-Est et doivent être autant de volcans récemment éteints. C'est tout à fait comme la chaîne des Puys d'Auvergne, mais sur une plus grande échelle.

Ce système des montagnes du Tibesti et de l'Ouanjanga, — avec sa direction rectiligne de l'Ouest-Nord-Ouest à l'Est-Sud-Est, ses cimes élevées et alignées, ses versants abrupts et déchiquetés, — est, au Sahara, ce qui rappelle le plus une véritable chaîne de montagnes. Cependant il n'y a là ni soulèvement, ni redressement des couches, ni plissements anticlinaux ou synclinaux : il y a simplement une série de volcans à cratères bien conservés, reliés par des terrasses étagées, lesquelles sont fortement ravinées et entrecoupées par des vallées profondes et escarpées.

III. TRIPOLITAINE.

Dans la Tripolitaine, à l'Est de la Hamada el-Homra, j'ai indiqué⁽¹⁾ la grande chaîne du Djebel es-Soda (pl. IV), dirigée à peu près de l'Ouest à l'Est et longue d'environ 190 kilomètres. Elle est continuée, après une courte interruption, par la chaîne de l'Haroudj el-Asoued, dirigée vers le Sud-Est, d'une longueur plus grande encore, mais dont la prolongation n'a pas été jusqu'à ce jour suffisamment reconnue.

Ces chaînes ont été traversées par plusieurs voyageurs : le Djebel es-Soda, près de son extrémité occidentale, par Rholfs (1865) et, près de son extrémité orientale, par Vogel (1854), par Duveyrier (1861) et par Nachtigal (1869); le Haroudj el-Asoued, vers son milieu, par Beurmann (1862) et, vers son extrémité orientale, par Hornemann (1798), etc. La seconde chaîne est beaucoup moins élevée que la première : d'après M. Duveyrier, l'altitude moyenne du Djebel es-Soda serait de 736 mètres; d'après M. Rholfs, son point culminant, à l'Ouest, aurait 888 mètres.

Les relations diffèrent sensiblement quant à la composition de ce massif montagneux, dont la nature volcanique a même été contestée et vient de l'être récemment encore par M. Zittel⁽²⁾.

Les échantillons rapportés par M. Duveyrier du Djebel es-Soda ne laissent cependant aucun doute à cet égard; ils ont été examinés par M. des Cloizeaux, et leur description est publiée dans les *Touareg du Nord* : ce sont des basaltes authentiques. Hornemann, qui a visité le Haroudj el-Asoued, après avoir traversé le Djebel es-Soda, dit que les deux chaînes sont formées des mêmes roches basaltiques.

⁽¹⁾ Première partie, chap. II, § 1, IV.

⁽²⁾ K. Zittel. — Die Sahara, 1883.

D'après M. Rholfs⁽¹⁾, toute la montagne « est incontestablement de nature volcanique, mais fortement entremêlée de roches gréseuses et calcaires ».

La relation de M. Duveyrier est de beaucoup la plus nette, sinon la plus détaillée. Il en résulte que les deux massifs volcaniques (fig. 13) se dressent isolés, au milieu d'un plateau crétacé en calcaire blanc, et que, de part et d'autre de la ligne d'éruption, la stratification des couches crétacées n'a presque pas été dérangée.

D'autre part, des volcans récents ont été constatés auprès de Tripoli (pl. IV).

Au Sud-Ouest de l'oasis et près du pied de la grande falaise qui domine le littoral, entre le Djebel Jefran et le Djebel Gharian, au débouché de l'Oued Rabiza dans la plaine, se dressent deux pics jumeaux, vus successivement par Overweg (1850) et par Vatonne (1862)⁽²⁾ : ce sont les Manterous. Ils s'élèvent isolés au milieu des alluvions sablonneuses; ils offrent des pentes très raides et frappent de loin le voyageur.

L'un est noir et formé de basaltes, en couches assez régulières. L'autre est blanc, calcaire, et représente un témoin crétacé.

A quelques lieues plus à l'Est se dresse le mont Tekout, que j'ai mentionné à la pointe septentrionale du promontoire du Djebel Gharian, et dont la cime, ainsi que j'ai dit, domine la mer de 840 mètres. Il est basaltique; Overweg y signale des cratères aux formes remarquablement bien conservées.

Overweg indique également d'importantes formations volcaniques vers l'Est; il cite la hauteur du Messid, où il a recueilli des échantillons d'une roche analogue aux précédentes, qui a été décrite par Rose⁽³⁾. Ces roches cessent avant le Djebel Tarhouna, où toute trace d'action volcanique a disparu.

Vers le Sud, entre le Djebel Gharian et Mizda, Overweg note enfin quelques cônes basaltiques.

Observons de nouveau ici que la conservation des cratères et de leurs formes implique un âge assez récent pour l'éruption : car ces appareils, composés principalement de matériaux meubles, étaient sujets, plus que toute autre formation, à être enlevés par les dénudations et les érosions quaternaires.

IV. DÉSERTS LIBYQUE ET ARABIQUE.

Le seul endroit du désert libyque où l'on ait, jusqu'à ce jour, observé la présence de roches éruptives récentes est l'oasis de Beharieh. On y trouve plusieurs mamelons de basalte, qui furent signalés par Caillaud, il y a déjà longtemps. Ce pointement de basalte traverse la Craie supérieure; il a été marqué par M. Zittel sur sa carte géologique des déserts libyque et arabe⁽⁴⁾ (voir aussi la fig. 13 ci-après).

⁽¹⁾ G. Rholfs. — Quer durch Afrika, 1874.

⁽²⁾ F. Vatonne. — Mission de Ghadamès, 1863.

⁽³⁾ *Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft*, IV Band, 1852.

⁽⁴⁾ K. Zittel. — Ueber den geologischen Bau der libyschen Wüste, 1880.

Des basaltes semblables ont également été indiqués par M. Schweinfurt au canal Ismaïlia et aux monts Galab, dans le désert arabe : d'après leur étude pétrographique ⁽¹⁾ ils sont indubitablement d'âge tertiaire récent.

V. CONCLUSIONS SUR LES FORMATIONS VOLCANIQUES RÉCENTES DU SAHARA.

Les manifestations volcaniques du Sahara se sont surtout concentrées dans ses régions centrales, où de gigantesques volcans à cratères témoignent de leur importance.

Ces éruptions volcaniques se sont produites sans doute à plusieurs époques pendant le Pliocène et le Quaternaire, et il y a au Sahara des basaltes de plusieurs âges. Mais, en général, la position des coulées de lave au fond des vallées — comme dans l'Eguéré — et la parfaite conservation des appareils cratériformes des volcans — comme dans le Tibesti et la Tripolitaine — montrent que leur âge est récent : il est postérieur au creusement principal des vallées, postérieur aux grands phénomènes de précipitations atmosphériques et d'érosions qui se sont succédé au Sahara pendant le Pliocène et pendant le Quaternaire ancien.

D'autre part, on sait que, règle générale, les volcans modernes sont situés sur le bord ou à proximité de grandes nappes d'eau, mers ou lacs, dont le voisinage semble nécessaire au mécanisme même de l'éruption. A cet égard aussi, on peut admettre que les éruptions volcaniques du Sahara étaient en pleine activité vers le milieu de la période quaternaire, telle que je l'ai définie plus haut ⁽²⁾ pour cette partie du globe : alors le Sahara — tout en offrant déjà la même configuration qu'aujourd'hui — possédait encore de grands cours d'eau dans ses vallées et de grands lacs à l'intérieur de ses bassins.

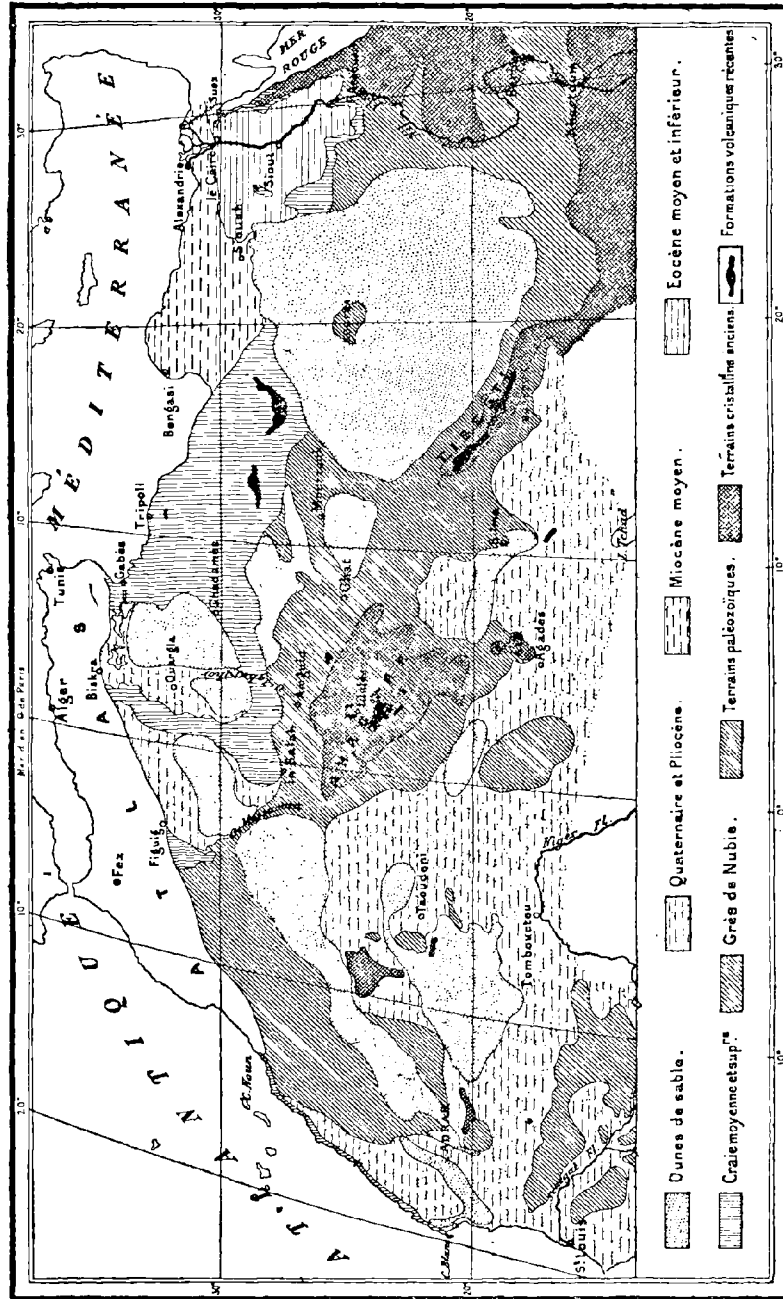
Ainsi les basaltes du Sahara sont, en majeure partie, d'âge quaternaire moyen ou quaternaire récent, et cette attribution d'âge place leur éruption en relation convenable avec les nappes d'eau qui parsemaient alors la surface des déserts actuels.

⁽¹⁾ Arzruni. — Untersuchung der vulkanischen Gesteine aus der Gegend von Abu-Zabel am Ismaïlia-Canal (*Sitzberg. Berliner Ak.*, 1882).

⁽²⁾ Deuxième partie, chap. II, § 3, I.

ESSAI D'UNE CARTE GÉOLOGIQUE DU SAHARA

DE L'ATLANTIQUE À LA MER ROUGE.



Dressé par M. G. ROLLAND.

Fig. 13.

CINQUIÈME PARTIE.

APERÇU GÉNÉRAL SUR LA GÉOLOGIE DU SAHARA.

Comme conclusion parlante à cette étude, où j'ai passé en revue les diverses formations du Sahara occidental, central et oriental, le mieux m'a semblé être de figurer au moyen d'une carte d'ensemble l'état actuel de nos connaissances géologiques sur cette partie du globe. Je me suis donc proposé d'établir une carte géologique générale de toute la zone saharienne, depuis l'Atlantique jusqu'à la mer Rouge, depuis l'Atlas et la Méditerranée jusqu'au Soudan.

On trouvera ci-contre (fig. 13) cet essai de carte géologique d'ensemble du Sahara, qui, bien que sommaire, ne laissera pas sans doute que d'être instructive.

Pour la dresser, j'ai utilisé la carte géologique de l'Afrique occidentale par M. O. Lenz⁽¹⁾, ma propre carte géologique de l'Atlas au Ahaggar et du Maroc à la Tripolitaine (pl. IV)⁽²⁾, la carte géologique des déserts libyque et arabe par M. K. Zittel⁽³⁾, puis, dans une certaine mesure, la petite carte géologique du Sahara (entre le Maroc et la mer Rouge) par M. E. Suess⁽⁴⁾ et enfin divers renseignements tirés des relations de voyages au Sahara.

Avec cette carte sous les yeux, retraçons maintenant à grands traits l'histoire géologique du Sahara.

Dans un premier paragraphe, j'esquisserai l'histoire du Sahara depuis les temps primaires jusqu'à l'époque actuelle.

Dans un second paragraphe, je terminerai par quelques considérations physiques sur la grande période humide du Sahara (Pliocène et Quaternaire) avant l'époque actuelle.

§ 1. HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU SAHARA DEPUIS LES TEMPS PRIMAIRES
JUSQU'À L'ÉPOQUE ACTUELLE.

L'Afrique, considérée dans son ensemble, n'a cessé de former un vaste continent depuis des temps fort reculés dans la série géologique. C'est, dit

⁽¹⁾ *Mittheilungen*, 1882.

⁽²⁾ Première édition, 1881 (*Bulletin de la Société géologique de France*).

⁽³⁾ *Académie des sciences de Munich*, 1880.

⁽⁴⁾ E. Suess. — *Das Antlitz der Erde*, 1885.

M. Pomel⁽¹⁾, « peut-être le plus ancien des continents »; c'est, de plus, « le mieux conservé de tous ».

L'intérieur du continent africain présente des terrains cristallins anciens, des terrains paléozoïques et triasiques (ainsi que des formations continentales récentes). Mais les sédiments marins d'âges postérieurs — jurassiques, crétacés, tertiaires — y font défaut : ils ne s'observent que sur le pourtour, le long des rivages actuels, où ils n'occupent, d'ailleurs, que des zones généralement étroites.

D'autre part, l'ensemble de l'Afrique figure un immense plateau, une énorme gibbosité, aux contours arrondis et à peine frangés. Les terrains sédimentaires qu'on y rencontre, tant à l'intérieur que sur le pourtour, se présentent, règle générale, en couches presque horizontales ou, du moins, dans des positions voisines de celles où leurs couches se sont déposées; malgré de grandes lacunes, les formations successives sont en stratification concordante.

Autrement dit, l'Afrique, telle que nous la voyons, est presque entièrement émergée depuis la fin du Triasique, et, depuis lors, ce continent n'a presque pas bougé. Ses rivages maritimes ont très peu varié, pour la plupart, au cours des périodes secondaires (à partir du Jurassique) et tertiaires. Son domaine s'est accru relativement fort peu, pendant ces périodes successives, sous l'influence des déformations et des bossellements de l'écorce terrestre.

Toutefois l'Afrique septentrionale — ou, plus exactement, le Nord de l'Afrique septentrionale — fait exception.

Et d'abord, au Nord-Ouest se dresse le massif montagneux de l'Atlas, qui représente une zone fortement plissée, tranchant complètement par son allure stratigraphique avec le plateau du continent africain et correspondant bien plutôt, comme histoire géologique, à l'Europe méridionale.

Ensuite ce sont les terrains jurassiques et surtout les terrains crétacés et tertiaires qui constituent essentiellement l'Atlas algérien et tunisien, c'est-à-dire toute la partie de l'Atlas située à l'Est du grand Atlas marocain. Ce sont également les terrains crétacés et tertiaires qui règnent au travers du Sahara algérien, tripolitain, libyque et arabique (jusqu'à la chaîne montagneuse du bord occidental de la mer Rouge) : le Sahara septentrional offre ainsi, entre sa partie occidentale et la mer Rouge, une large zone qui fait partie intime du bassin géologique de la Méditerranée et dont l'émergence est beaucoup moins ancienne que pour le reste du Sahara et de l'intérieur africain.

Mais — sauf cette zone crétacée et tertiaire du Sahara septentrional et la zone adjacente de l'Atlas algérien et tunisien — l'Afrique septentrionale elle-même n'a pas cessé d'être reliée au continent africain depuis le début des temps secondaires ou mésozoïques.

On voit immédiatement, en effet, à l'inspection de ma carte géologique d'ensemble du Sahara (fig. 13), que, ce qui prédomine de beaucoup à sa surface,

⁽¹⁾ A. Pomel. — L'Algérie et le Nord de l'Afrique aux temps géologiques (*Association française pour l'avancement des sciences*, 1881).

ce sont les terrains primaires ou paléozoïques, au milieu desquels apparaissent des îlots plus ou moins importants de terrain primitif et de formations cristallines anciennes. De même, le terrain primitif et les terrains paléozoïques constituent, concurremment avec les terrains triasiques, la masse principale du grand Atlas marocain, autour duquel les terrains secondaires forment seulement ceinture à l'Ouest, au Nord et à l'Est.

Le moment ne semble pas venu où l'on puisse retracer avec précision l'histoire géologique du Sahara pendant les temps paléozoïques. Il est certain, du moins, que, pendant le Dévonien, la mer recouvrait en majeure partie l'emplacement du Sahara occidental et central. Un mouvement d'émergence se produisit ensuite dans le Sahara central, où le terrain carbonifère est à peine représenté; mais la mer carbonifère occupait encore le Sahara occidental et l'Atlas marocain⁽¹⁾. L'émergence complète et définitive du Sahara occidental eut lieu à la fin de la période carbonifère, et il semble qu'elle ait coïncidé avec le soulèvement qui donna lieu aux plissements primordiaux des massifs montagneux du grand Atlas marocain, au Nord-Ouest de l'Afrique, et de la Cordillère bétique, au Sud-Ouest de l'Espagne (massifs qui ne formaient sans doute alors qu'un seul et même système de chaînes⁽²⁾).

L'émergence définitive du grand Atlas marocain ne fut, d'ailleurs, que postérieure; car on y trouve un système développé de couches permo-triasiques, en discordance avec les terrains paléozoïques précédents. Mais, à partir du Jurassique, cette partie occidentale de l'Atlas n'a cessé de former, à l'angle Nord-Ouest du continent africain, un promontoire saillant (séparé dès lors du continent espagnol par un canal méditerranéen). Au contraire, les régions de l'Atlas algérien et tunisien devaient rester dans le domaine maritime de la Méditerranée pendant le Jurassique, le Crétacé, l'Éocène et le Miocène.

Le Sahara occidental demeura terre ferme depuis son émergence, c'est-à-dire depuis le Carbonifère. De même le Sahara central, sauf au Nord, où un mouvement inverse d'affaissement et d'immersion se produisit pendant le Crétacé.

Les couches de la Craie moyenne règnent avec continuité dans tout le Sahara algérien et tripolitain. C'est le Cénomani qui repose directement sur le Dévonien (sans doute sur le Dévonien moyen) tant à l'Ouest, aux confins du Sahara occidental, qu'au Sud, sur le versant du Sahara central proprement dit. Une grande lacune apparaît ainsi dans la série des formations géologiques, lacune correspondant au Carbonifère, au Permien, au Triasique, au Jurassique, à la Craie inférieure et à la partie inférieure de la Craie moyenne (Albien).

⁽¹⁾ Il est probable qu'il y a de la houille dans l'Atlas marocain. Mais, dans l'Atlas algérien et tunisien, la véritable série houillère fait absolument défaut.

Au Sahara, il serait également illusoire, jusqu'à plus ample informé, d'espérer trouver de la houille. On n'a même pas la chance de rencontrer au Sud du Sahara algérien (sur le tracé du chemin de fer transsaharien) les lignites, d'ailleurs inutilisables, qui ont été signalés dans la Craie inférieure de l'Atlas algérien, au Djebel Amour et près de Bou-Saada (Première partie, chap. I, § 1, I et II).

⁽²⁾ D'après MM. Bertrand et Kilian (*Mission d'Andalousie*, 1885).

Néanmoins la Craie inférieure et les grès albiens, si développés dans le Sud de l'Atlas algérien et tunisien, doivent se poursuivre à une certaine distance et en profondeur sous les couches cénomaniennes du Sahara⁽¹⁾.

Le retour de la mer crétacée vers le Sahara central eut lieu progressivement, sans qu'il soit possible de préciser la durée de ce mouvement graduel d'affaissement.

Pour ce qui est, d'autre part, du Sahara oriental, son histoire jusqu'au Céno-manien est des plus controversées.

De ce côté, les régions méridionales du Sahara sont occupées par la grande formation sans fossile des grès de Nubie, laquelle repose directement, au Sud et à l'Est, sur les terrains cristallins anciens et sur laquelle repose, au Nord, le Céno-manien. Or nous avons vu qu'il existait deux écoles tout à fait divergentes au sujet de l'âge de cette formation. Si les grès de Nubie sont permo-carbonifères, on est conduit pour le Sahara oriental à des conclusions analogues aux précédentes : émergence vers la fin des temps paléozoïques et retour graduel de la mer crétacée dans le Nord jusqu'au Céno-manien. Si, au contraire, les grès de Nubie sont albiens, la mer avait envahi tout le Sahara oriental dès le début de la Craie moyenne, puis s'est retirée dans le Nord vers la fin de l'Albien.

Quoi qu'il en soit à cet égard, les oscillations du Sahara oriental⁽²⁾ s'arrêtèrent vers l'Est au massif primitif du bord occidental de la mer Rouge. Celui-ci, d'ailleurs, ne faisait qu'un, jusqu'à une époque géologique récente, avec les massifs identiques du bord oriental de la mer Rouge et de la presqu'île du Sinaï : le terrain primitif n'a cessé de former ainsi une protubérance s'interposant, d'une manière immuable, entre les bassins latéraux de l'Afrique et de l'Asie⁽³⁾.

En résumé, la situation pendant l'époque céno-manienne était la suivante dans l'Afrique du Nord. La Méditerranée recouvrait l'Atlas algérien et tunisien, le Sahara algérien et tripolitain, le Nord du Sahara oriental. A l'Ouest, elle baignait le flanc oriental du massif saillant du grand Atlas marocain, au Nord duquel un canal la faisait déjà communiquer avec l'Atlantique. Au Sud-Ouest, elle s'arrêtait quelque part aux confins du Sahara occidental, qui s'interposait alors entre deux régions maritimes. Au Sud, ses rivages traçaient, de l'Ouest à l'Est, une ligne largement sinueuse sur le versant du Sahara central proprement dit et au travers du Sahara oriental. A l'Est, elle baignait le pied du grand massif cristallin des régions limitrophes de la mer Rouge actuelle, et elle contournait ce massif au Nord par l'isthme de Suez. Puis, au delà de notre

⁽¹⁾ Quant aux terrains jurassiques, ils apparaissent assez fréquemment, par suite de failles, dans l'Atlas algérien et tunisien, où ils forment, d'après M. Pomel, le *substratum principal et fondamental* de la chaîne actuelle. Mais il est impossible de présumer jusqu'où ils règnent en profondeur vers le Sud.

⁽²⁾ Aussi bien les suivantes que celles dont il vient d'être question.

⁽³⁾ C'est un grand *horst*, suivant la théorie et l'expression de M. Suess.

zone saharienne, vers le Nord-Est, la même Méditerranée s'étendait en Arabie Pétrée et en Palestine.

Le tableau ne varia guère pendant le reste de la Craie moyenne et pendant la Craie supérieure.

Cette mer crétacée du Sahara devait présenter de grandes conditions de calme et d'uniformité, tant au point de vue biologique des êtres qui l'habitaient qu'au point de vue des phénomènes de sédimentation qui s'y produisirent. Les mêmes faunes, auxquelles on a pu donner le nom de faunes à facies méditerranéen, vécurent le long de ses rivages africains. Les mêmes sédiments, où dominaient les calcaires et les marnes, se déposèrent sur de grandes étendues de son bassin.

L'Afrique du Nord participa ensuite aux oscillations de l'écorce terrestre qui amenèrent de si grands changements en Europe vers la fin de la période crétacée. Alors commença un mouvement lent et progressif d'exhaussement et d'exondation du Sahara septentrional, mouvement d'ailleurs inégal suivant ses diverses régions.

Dès la fin du Crétacé, le Sahara tripolitain était entièrement émergé et définitivement annexé au continent africain. Quant au Sahara algérien et tunisien, son émergence graduelle (bien qu'encore incomplète au début de l'Éocène) était achevée avant la fin de l'Éocène inférieur. Dès lors, une plaine immense s'élevait en pente douce vers le massif en relief du Sahara central.

Mais au Nord, l'émergence de la zone adjacente, actuellement occupée par l'Atlas algérien et tunisien, fut bien postérieure. De plus, tandis que dans le Sahara il y avait eu soulèvement d'ensemble, ayant peu altéré l'horizontalité des couches, de sorte que le fond de l'ancienne mer crétacée apparaît à peu près tel qu'il s'est déposé, l'Atlas fut, au contraire, le siège d'actions mécaniques qui plissèrent fortement ses strates et donnèrent lieu au massif montagneux que nous y voyons aujourd'hui.

Aux mouvements de la fin du Crétacé correspondent les discordances de stratification, parfois très marquées, que l'on observe fréquemment dans l'Atlas entre le Nummulitique et les formations sous-jacentes. Puis, entre le Nummulitique et le Miocène — et comme contre-coup du soulèvement des Pyrénées — se place une phase d'accentuation des reliefs de l'Atlas : c'est de là que date réellement la première esquisse de la partie occidentale du bassin méditerranéen actuel. Un mouvement inverse de retour de la Méditerranée eut lieu, par suite de nouvelles oscillations de l'écorce terrestre dans l'Afrique du Nord, entre le Miocène inférieur et le Miocène moyen, et la mer helvétique occupa encore une grande partie de l'Atlas algérien et tunisien; peut-être même s'avancait-elle, sous forme d'un petit golfe, dans le Nord du Sahara de Constantine. Enfin, après le Miocène moyen (après le dépôt et la consolidation des couches helvétiques à *Ostrea crassissima*) se produisit le soulèvement principal de l'Atlas — comme contre-coup du soulèvement principal des Alpes — : c'est de là que date l'émergence définitive du massif montagneux de l'Algérie et de la

Tunisie, ainsi que la formation du système de ses ridements caractéristiques. Dès lors, la Méditerranée se trouva rejetée au pied Nord de l'Atlas. La démarcation entre le domaine continental et le domaine maritime fut tracée par une zone de dislocation qui longe, ou à peu près, le littoral actuel : au Nord de cette zone, il y eut effondrement sous les eaux de la Méditerranée, tandis qu'au Sud il y eut soulèvement ou plutôt refoulement contre le continent africain (pl. X, fig. 1)⁽¹⁾.

Bien que préexistant, le grand Atlas marocain (avec ses dépendances) fut certainement affecté par les mêmes systèmes de dislocations et de plissements que l'Atlas algérien. Le canal actuel de Gibraltar date de la même époque que le soulèvement principal de l'Atlas et semble dû à un effondrement, entre les côtes marocaines et espagnoles, suivant l'axe de dislocation du littoral algérien.

Au Sud, la limite des régions plissées de l'Atlas et du plateau saharien est nettement tracée depuis l'Atlantique jusqu'au golfe de Gabès⁽²⁾.

Il nous reste à dire quelques mots, d'autre part, des mouvements post-crétacés du Sahara oriental.

Le mouvement général d'exhaussement et d'exondation du Sahara septentrional, qui s'accomplit vers la fin du Crétacé dans le Sahara tripolitain et s'acheva peu après dans le Sahara algérien, ne se fit sentir que plus tardivement dans l'Est de la zone saharienne. La Méditerranée nummulitique s'avancait encore, sous forme d'un large golfe, dans la partie orientale du désert libyque et dans le désert arabe; ce golfe persista jusque vers la fin de l'Éocène moyen : alors seulement la mer se retira et le Sahara oriental émergèa tout entier. Depuis lors, il n'a cessé d'être relié à la terre ferme, sauf un retour de la mer du Miocène moyen dans le Nord des déserts libyque et arabe. Ce retour fut, d'ailleurs, de courte durée et une nouvelle oscillation annexa définitivement au continent africain tout le Nord du Sahara oriental; il y eut même alors, suivant M. Zittel⁽³⁾, un exhaussement assez important pour donner lieu,

⁽¹⁾ Ces phénomènes mécaniques et les dispositions qui en résultent ont été mis en évidence par M. E. Suess (*Das Antlitz der Erde*, 1885). L'éminent géologue distingue, du Nord au Sud : une première zone de dislocation, le long de laquelle eurent lieu des éruptions volcaniques; une seconde zone, immédiatement adjacente et assez étroite, qui est jalonnée par des lambeaux de terrains cristallins anciens et de terrains paléozoïques, ramenés au jour le long du littoral méditerranéen de l'Atlas; enfin une troisième et large zone, qui est représentée par le massif même de l'Atlas algérien et tunisien et qui comprend des terrains jurassiques, crétacés et tertiaires, fortement plissés et refoulés vers le plateau africain. Dispositions identiques à celles qu'on observe, sur les bords opposés du même bassin de la Méditerranée, dans les Apennins, en Italie et dans la Cordillère bétique, en Espagne.

⁽²⁾ A l'Est, la limite du principal effort de soulèvement de l'Atlas est marquée par la grande faille du Zaghouan, ainsi que je m'en suis rendu compte dans mon exploration géologique en Tunisie (1885). Cette faille a joué un rôle fort important dans la configuration du littoral de la Tunisie orientale : elle correspond à la profonde échancrure du golfe de Tunis et à l'isolement de la presqu'île du cap Bon, et, de plus, elle permet d'expliquer pourquoi le littoral africain, après s'être poursuivi de l'Ouest à l'Est à partir du Maroc, tourne brusquement du Nord au Sud en Tunisie.

⁽³⁾ K. Zittel. — *Die Sahara*, 1883.

A vrai dire, l'histoire géologique de cette partie Nord-Est de l'Afrique pendant la fin du Miocène et le Pliocène est encore imparfaitement connue.

de ce côté, à un isthme provisoire de communication entre le Nord de l'Afrique et le Sud de l'Europe.

Quant à la mer Rouge, qui aujourd'hui limite à l'Est notre zone saharienne, elle est due, d'après M. Suess, à un grand effondrement de voussoir, de date fort récente, effondrement qui coupe en son milieu le massif primitif interposé entre l'Afrique et l'Asie ⁽¹⁾.

En résumé et d'une manière générale, on peut dire que toute l'Afrique du Nord, tout l'Atlas et tout le Sahara, de l'Atlantique à la mer Rouge, font partie — ou à très peu près — du continent africain depuis la fin du Miocène moyen. L'Atlas a subi encore, après son soulèvement principal, une série d'exhaussements complémentaires, correspondant à une série d'affaissements dans les régions adjacentes du Sahara; néanmoins les contours du littoral africain de la partie occidentale de la Méditerranée n'ont pas sensiblement varié pendant le Pliocène et le Quaternaire. Pour ce qui est de la partie orientale de la Méditerranée, les contours définitifs de son littoral africain sont plus récents; mais, de ce côté, c'est plutôt le domaine continental qui a rétrogradé devant le domaine maritime.

L'hypothèse d'une mer quaternaire au Sahara doit être, en principe, écartée. Tout au plus admettons-nous, jusqu'à nouvel ordre, l'existence possible d'un golfe quaternaire de la Méditerranée à l'Ouest du delta du Nil. Quant à la question d'un golfe méditerranéen à l'Ouest de Gabès, dans les chotts du Sud tunisien et algérien, elle est résolue négativement.

Pendant le Pliocène et le Quaternaire, l'histoire géologique du Sahara est caractérisée surtout par l'histoire de son climat.

Un climat très humide épancha sur sa surface des masses énormes d'eaux diluviennes, qui déblayèrent ici et remblayèrent là sur une échelle colossale.

Puis les eaux se retirèrent graduellement, et les ancêtres de l'homme durent voir un Sahara constellé de lacs et de volcans en éruption.

Enfin, de très humide le climat du Sahara en arriva peu à peu à devenir, au contraire, extrêmement sec : c'est lui qui a fait le désert actuel et ses grandes dunes de sable.

⁽¹⁾ E. Suess. — Das Antlitz der Erde.

Deux grandes zones de dislocation, dirigées l'une suivant la mer Rouge et le golfe de Suez, l'autre suivant la mer Morte et le Jourdain, auraient alors découpé le massif primitif de ces régions en trois parties distinctes (littoral égyptien et littoral arabe de la mer Rouge, presqu'île du Sinaï).

La mer Rouge se serait formée comme la vallée du Rhin. De même que les massifs de la Forêt-Noire et des Vosges représentent un *horst*, à l'Est et à l'Ouest duquel se sont affaissés les bassins de l'Allemagne du Sud et de Paris et qui est coupé en deux par l'effondrement de la vallée du Rhin, de même, entre l'Afrique et l'Asie, le terrain primitif émerge comme un *horst* des grès de Nubie et des plateaux créacés et tertiaires, et, de même, ce *horst* primitif est coupé en son milieu par le grand effondrement de la mer Rouge.

Mentionnons également, au Sud de la mer Rouge, la grande falaise Nord-Sud de l'Abyssinie (en contre-haut du pays des Somali). Elle est due, d'après M. Douvillé, à une grande faille, qui représente le prolongement de l'accident de la mer Rouge.

§ 2. CONSIDÉRATIONS PHYSIQUES SUR LA GRANDE PÉRIODE HUMIDE DU SAHARA
AVANT L'ÉPOQUE ACTUELLE.

La grande formation qui a recouvert une partie des étendues sahariennes à une époque récente et dont « l'immensité, comme dit M. Pomel, confond l'imagination », n'est autre qu'une formation d'atterrissement d'origine continentale. Qu'il s'agisse de dépôts de transport ou de dépôts lacustres, ils sont dus à des eaux diluviennes. Leur cube énorme implique — comme agents d'ablation, de transport et d'alluvionnement — des volumes d'eau également énormes et, par suite, des précipitations atmosphériques d'une extrême abondance. Un climat très humide régnait alors au Sahara, aujourd'hui la partie la plus sèche du globe.

L'avènement de ce régime climatérique dut suivre de près le soulèvement principal de l'Atlas algérien et tunisien — contemporain lui-même du soulèvement principal des Alpes : — il se place à une époque de transition entre le Miocène et le Pliocène. Dès cette époque, le massif montagneux de l'Atlas se dressait, avec des altitudes comparables à ses altitudes actuelles, entre la Méditerranée et le Sahara; d'une manière générale, les traits les plus importants du relief du Nord du continent africain étaient déjà esquissés, ainsi que les grands bassins entre lesquels se répartit, dès lors, l'écoulement des eaux diluviennes.

La grande période humide de l'Atlas et du Sahara s'est ensuite poursuivie jusqu'à la fin des temps quaternaires. Bien qu'elle semble avoir régné avec continuité, elle n'a pas laissé que d'avoir ses alternatives : elle comprend elle-même une série d'époques, sans doute très nombreuses, avec lesquelles varièrent notablement les zones de plus grande pluie, les quantités d'eaux tombées et les conditions dans lesquelles s'opérèrent les phénomènes d'érosion, d'alluvionnement, de remaniement, etc. Aussi l'histoire des dépôts correspondants, complexe comme celle de tous les dépôts diluviens, en général, présente-t-elle ici une complication particulière.

Cependant on peut distinguer plusieurs phases successives dans cette grande période humide.

Elle se divise d'abord elle-même en deux périodes, l'une pliocène, l'autre quaternaire.

Pendant la première période, les phénomènes pluviaux eurent leur maximum d'intensité.

De grandes masses d'eau circulèrent à la surface, exerçant de gigantesques dénudations sur les formations antérieures de l'Atlas et du Sahara. Les matériaux détritiques provenant de toutes ces ablations furent charriés par les eaux, qui devaient tantôt former de volumineux cours d'eau (et peut-être même de véritables nappes d'écoulement), tantôt ruisseler en abondance à la surface: ils

se déposèrent et s'accumulèrent sur les pentes et dans les fonds des divers bassins, qu'une succession de terrains de transport recouvrit ainsi, comme de larges manteaux, sur des épaisseurs très considérables. En aval, les dépressions, où se rassemblaient les eaux, furent occupées par de grands lacs, où se déposèrent des sédiments ténus et gypso-marneux, d'une puissance comparable.

Deux phases bien nettes apparaissent dans la période en question ou période pliocène⁽¹⁾. La première phase (Pliocène inférieur) est de nature mixte, lacustre ou clysmienne suivant les époques et suivant les régions; elle débute dans le Sahara par de grands phénomènes de dénudation et de transport et comprend ensuite un long intervalle de calme général. La seconde phase (Pliocène supérieur) est essentiellement clysmienne.

Les dépôts de transport de la première série (étage inférieur *t*¹) présentent, dans le bassin d'atterrissement du Melrir, des sables grossiers avec cailloux roulés et semblent dus à des eaux courantes de quelque vitesse, bien que rarement torrentielles. Les dépôts de transport de la seconde série (étage supérieur *t*²) ne comprennent plus guère, dans le Sud du bassin du Melrir, que des sables quartzeux de petite dimension et mêlés d'un peu d'argile; et même, dans le Nord du bassin d'atterrissement du Gourara, ce sont de véritables limons fins et argilo-sableux : ces dépôts, malgré leur puissance, sont dus évidemment à des eaux de faible vitesse ou de faible volume. Cela peut tenir en partie à ce que les pentes adoucies par les alluvionnements antérieurs ne comportaient plus d'écoulement rapide; mais cela doit résulter surtout de conditions spéciales dans le mode de formation. Il est à remarquer que les terrains en question — particulièrement les limons gypso-calcaires du Nord du Sahara algérien — rappellent le *læss*, tant par leur homogénéité jointe à leur épaisseur que par leur composition et par la présence dans toute leur masse de traces de fer à l'état de peroxyde. Aussi croyons-nous que leur mode de formation se rapproche, en effet, de celui du *læss*, tel que M. de Lapparent l'a expliqué dans son *Traité de géologie*⁽²⁾, et qu'il s'agit ici de dépôts formés principalement sous l'influence de ruissellements, à l'air libre ou à peu près : un régime de pluies torrentielles aurait donné lieu alors, sur les pentes du Sahara, à une longue série de ruissellements, abondants et même assez rapides, maintes fois répétés.

Les variations dans la chute des eaux météoriques, et surtout les oscillations que subissait encore l'écorce terrestre dans le Nord de l'Afrique (même après le soulèvement principal de l'Atlas⁽³⁾), imprimèrent à plusieurs reprises une nouvelle activité aux eaux courantes, en même temps que l'extension et l'emplacement des eaux tranquilles se trouvaient modifiés. Ainsi les massifs sablo-limoneux du Nord du Sahara algérien présentent çà et là des lits intercalés de cailloux roulés, indices d'inondations violentes qui sont venus entrecouper les

⁽¹⁾ Deuxième partie, chap. II, § 3, I.

⁽²⁾ A. de Lapparent. — *Traité de géologie*, 1885, p. 1245.

⁽³⁾ Deuxième partie, chap. II, § 3, II.

phénomènes de ruissellement. Ces niveaux de cailloux roulés sont fréquents surtout dans les atterrissements anciens (terrains de transport proprement dits et terrains fluvio-lacustres) de la lisière Nord du bas Sahara algérien : ils traduisent des changements plus ou moins brusques dans le régime des eaux courantes, correspondant généralement à des mouvements successifs et saccadés d'affaissement de la dépression considérée du Sahara par rapport au massif montagneux de l'Atlas.

Puis la fin de cette période pliocène continentale du Nord de l'Afrique, telle que nous l'avons définie, fut marquée par des phénomènes mécaniques d'une réelle importance : failles et dénivellations dans l'Atlas, soulèvement à la lisière Nord du Sahara, plissements rudimentaires dans le Sahara même.

Pendant la période suivante — ou période quaternaire continentale du Nord de l'Afrique — les phénomènes pluviaux offrirent également plusieurs alternatives et finalement subirent une décroissance générale.

Cette période présenta aussi deux phases principales⁽¹⁾. La première phase (Quaternaire ancien) débuta par de grandes érosions, qui préludèrent au creusement des vallées et des chotts de l'Atlas et du Sahara; elle fut caractérisée ensuite par un phénomène général d'encroûtement gypso-calcaire de la surface; enfin elle se termina avec le creusement des vallées principales et des grandes cuvettes de chotts. La seconde phase (Quaternaire récent) fut la dernière de ce régime humide du Sahara avant l'époque actuelle.

Dès les débuts de la seconde phase, la configuration du Sahara se présentait à peu près telle que nous la voyons maintenant. Ses diverses régions, après une série de bossellements successifs, étaient voisines de leurs altitudes actuelles. Les érosions avaient presque achevé le modelage de la surface, parsemant les plaines de gour en saillie, traçant autour des hamada les falaises aux arêtes vives, dessinant le réseau hydrographique des vallées, etc. Les emplacements des bas-fonds sahariens étaient ce qu'ils sont aujourd'hui. Mais alors les *chotts*, les *sebkha* et les *daya* étaient encore occupés par des lacs (sans doute beaucoup moins vastes que ceux de la première période, certains toutefois assez importants pour mériter, si l'on veut, le nom de mers intérieures), et ces lacs étaient alimentés par de grands cours d'eau, dont le volume allait cependant en diminuant.

Rappelons de nouveau ici les phénomènes intéressants d'éruptions volcaniques dont le Sahara fut alors le théâtre, principalement dans ses régions centrales. Les volcans du Sahara étaient en pleine activité au début de la seconde phase de la période quaternaire : la parfaite conservation de leurs appareils cratériformes ne laisse aucun doute sur leur date récente, et nous avons fait observer qu'ils étaient, d'ailleurs, situés en relation convenable avec les nappes d'eau qui parsemaient encore ces régions. Puis les volcans du Sahara — de

⁽¹⁾ Deuxième partie, chap. II, § 3, I.

même que leurs contemporains, les volcans à cratères de l'Auvergne — durent cesser leurs manifestations vers la fin du régime humide.

Finalement le climat du Sahara vint à changer du tout au tout. Les pluies devinrent de moins en moins abondantes; l'humidité de l'atmosphère diminua progressivement; les eaux météoriques firent bientôt complètement défaut. Ce phénomène se produisit sans doute assez rapidement: car les cours d'eau n'eurent le temps que d'ébaucher leurs lits mineurs, qui n'offrent généralement pas de thalweg continu. Les eaux se retirèrent dans le fond des bassins, où elles se concentrèrent ensuite sous l'action d'une sécheresse de plus en plus grande et d'une évaporation toujours plus active. Et le climat saharien en arriva à la sécheresse extrême de l'époque actuelle.

La fin de la période quaternaire du Sahara se place naturellement au passage du climat humide au climat sec de l'époque actuelle.

Toutefois il faut reconnaître que les périodes pliocène, quaternaire et actuelle du Sahara, ainsi définies, n'ont qu'un caractère local sur le globe et ne doivent pas correspondre exactement aux périodes de mêmes noms en Europe (où leurs distinctions, basées surtout aussi sur des modifications de climat, n'ont pas, d'ailleurs, un caractère plus général).

Pour ce qui est du changement radical qui s'est opéré dans les conditions météorologiques du Sahara entre les périodes quaternaire et actuelle, il est des plus frappants: il doit correspondre à de très importantes modifications dans la répartition des continents et des mers à la surface de l'hémisphère boréal.

On admet assez généralement que la zone des déserts qui se succèdent de l'Est à l'Ouest — depuis les hauts plateaux de l'Asie, par le Turkestan, la Perse et l'Arabie, puis par la série des régions sahariennes jusqu'aux îles du cap Vert, en plein océan Atlantique — résulte d'un grand courant atmosphérique, alisé et sec, dû à la rotation de la terre et devant sa sécheresse à ce que les surfaces qu'il parcourt sont presque exclusivement continentales.

Or, comme le fait observer M. Jourdy⁽¹⁾, l'alisé π existe depuis que la terre tourne et que l'air l'environne; s'il dessèche aujourd'hui davantage, c'est qu'il traverse des pays autrefois inondés, aujourd'hui terre ferme π . Et en effet, avant l'époque actuelle, les plaines immenses que l'on voit s'étendre de la Sibérie à la mer Caspienne étaient occupées par des mers: c'est sans doute dans ces anciennes mers qu'il faut chercher la source d'alimentation des énormes quantités d'eaux atmosphériques que l'alisé aurait alors puisées en amont de son cours, pour aller les déverser en aval, à la surface du Sahara.

La théorie glaciaire de MM. Desor et Escher de la Linth reposait sur un ordre d'idées semblable et sur un mécanisme analogue. Le point de départ de cette théorie était la considération du vent connu en Suisse sous le nom de *föhn*: vent chaud et sec, venant du Sud, et, prétendait-on, du Sahara. A l'époque

⁽¹⁾ E. Jourdy. — La mer saharienne (*La Philosophie positive*, 1875 et 1876).

quaternaire, disait-on, le *fœhn* devait être humide et puiser son humidité dans une grande mer au Sahara : c'est là que devait être située la source d'alimentation des *névés glaciaires* de l'Europe.

Mais cette théorie — qui faisait jouer au Sahara un rôle prédominant sur les phénomènes glaciaires de l'Europe — est fort contestable en elle-même. Elle doit être abandonnée, en l'état des connaissances actuelles.

Et d'abord, la prétendue mer quaternaire du Sahara n'a jamais existé : je crois avoir démontré⁽¹⁾ l'inanité de cette hypothèse.

A cela M. Mortillet répond⁽²⁾, il est vrai, que l'action du Sahara sur le phénomène glaciaire quaternaire est absolument la même, que le Sahara ait été une mer ou une région couverte de vastes lacs. C'est possible. Mais une nouvelle objection se présente : d'après le corps de doctrine développé plus haut⁽³⁾, la première période humide du Sahara, la principale — celle où les pluies ont été les plus abondantes et les surfaces lacustres les plus vastes — n'aurait pas été synchronique de la période glaciaire quaternaire de l'Europe; elle aurait été antérieure, pliocène.

Ajoutons que le point de départ de la théorie précitée semble faux. M. Jourdy a répondu que, tandis que le *fœhn* est un vent de printemps, le *sirocco* n'acquiert toute sa force que de juin à novembre, mais est, au contraire, très inoffensif au printemps.

De plus, M. de Lapparent a fait observer⁽⁴⁾ que le *fœhn* ne vient pas, à proprement parler, du Sud, mais qu'il souffle toujours du Sud-Ouest, que « c'est un vent atlantique » et qu'il doit tirer ses propriétés caractéristiques « du travail mécanique que le puissant relief des Alpes lui impose ».

Le *fœhn* n'est donc pas le *sirocco* et il ne vient pas du Sahara. C'est par d'autres courants d'air à la surface de notre hémisphère, par d'autres considérations d'ordres à la fois géologique et météorologique, qu'il faut chercher à expliquer la grande abondance de pluies et de neiges dont résulta l'extension des glaciers en Europe pendant le Quaternaire. Quoi qu'il en soit des explications qui ont été fournies à cet égard, il semble établi aujourd'hui que la température générale n'a eu qu'une influence secondaire sur le phénomène glaciaire. « Ce n'est pas le froid, dit M. de Lapparent, qui a fait naître le régime glaciaire; c'est la combinaison d'une grande humidité atmosphérique avec l'existence, jusqu'alors à peu près inconnue, de *condenseurs* montagneux, aussi importants par leur masse que par leur relief absolu. L'humidité et l'altitude ont été les deux grands facteurs du phénomène glaciaire. »

D'après cela, c'est sans doute faute de condenseur montagneux d'une importance suffisante que la période pluviale de l'Afrique du Nord n'aura pas été

⁽¹⁾ Deuxième partie, chap. II, § 2.

⁽²⁾ *L'Homme, Journal des sciences anthropologiques*, 1884.

⁽³⁾ Deuxième partie, chap. II, § 1 et § 3.

⁽⁴⁾ A. de Lapparent. — *Traité de géologie*, 1885.

accompagnée de la formation de glaciers, comme la période pluviale de l'Europe. Le fait est que, jusqu'à ce jour, il n'a été constaté aucune trace positive de phénomène glaciaire, ni dans l'Atlas, ni dans le Sahara.

A ce propos, nous ferons, en terminant, la remarque suivante. D'après ce qui précède, la période pluviale aurait eu son maximum d'intensité dans l'Afrique du Nord dès la période pliocène, c'est-à-dire plus tôt que dans l'Europe centrale, où elle atteint son maximum lors de l'époque glaciaire (autrement dit pendant la première et la majeure partie de la période quaternaire). La zone maxima des précipitations atmosphériques se serait donc déplacée *du Sud au Nord* pendant le Pliocène et le Quaternaire.

TABLEAU D'ANALYSES

EXÉCUTÉES AU BUREAU D'ESSAI DE L'ÉCOLE NATIONALE DES MINES⁽¹⁾

SUR 25 ÉCHANTILLONS

DE ROCHES, DE TERRES VÉGÉTALES, ETC.

⁽¹⁾ Je dois ces analyses à l'obligeance de M. A. Carnot, directeur du Bureau d'essai de l'École nationale des Mines. (G. R.)

TABLEAU D'ANALYSES EXÉCUTÉES AU BUREAU D'ESSAI DE L'ÉCOLE DES MINES

NATURE DES TERRAINS.	NUMÉROS DES ANALYSES.	PROVENANCES.	NATURE DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS.
Terrains crétacés.	1	Ain-Massin.	Calcaire saccharoïde (Turonien)
	2	El-Hassi.	<i>Idem.</i>
	3	Hassi Charef.	<i>Idem.</i>
	4	Oued Ter'ir.	Calcaire compact (base du Turonien)
	5	Gour Ouargla.	<i>Idem.</i>
	6	Plateau d'El-Goléa.	<i>Idem.</i>
	7	El-Goléa.	Calcaire crayeux (sommets du Cénomaniens)
	8	<i>Idem.</i>	Marne calcaire (<i>Terre à savon</i>) [Cénomaniens]
	9	<i>Idem.</i>	Marne (<i>Terre à poterie</i>) [Cénomaniens]
Dépôts de sources sur le plateau turonien.	10	Plaine de Berkan.	Calcaire compact (Suessonien)
	11	El-Hassi.	Tuf gypso-calcaire et marneux (moderne)
	12	<i>Idem.</i>	Tuf gypso-calcaire (moderne)
	13	Feidjet Turki.	Tuf marno-calcaire (moderne)
	14	El-Goléa.	Terre végétale d'un jardin (quaternaire)
	15	<i>Idem.</i>	Limon argileux d'un ghedir (actuel)
	16	<i>Idem.</i>	Concentration saline de la Sebka ⁽¹⁾ (moderne)
Atterrisse- ments, alluvions et formations corollaires.	17	Mechgarden.	Cristal de gypse sableux à la surface du bas-fond (actuel)
	18	<i>Idem.</i>	<i>Idem.</i>
	19	Coudiat el-Koda (annexe de Tougourt)	Terrain de sebka (quaternaire)
	20	<i>Idem.</i>	Même terrain lavé pendant deux ans et mis en culture
	21	Tougourt.	Terre végétale d'un jardin quaternaire
	22	Mamelon de Tamerna Djedida.	Calcaire marneux concrétionné (limite des étages 1 et 2 ^b des atterrissements anciens)
	23	Tala em-Mouïdi.	Terre végétale d'un nouveau jardin (étage 1 des atterrissements anciens)
	24	Mazer.	Terrain de sebka lavé, non encore mis en culture (moderne)
	25	Petit désert de Morran.	Crôte gypso-calcaire concrétionnée (Quaternaire ancien)

(1) Composition calculée en faisant abstraction du résidu insoluble, qui, dans l'échantillon brut, était de 15.09 p. 100.

SUR 25 ÉCHANTILLONS DE ROCHES, DE TERRES VÉGÉTALES, ETC.

SILICE OU SABLE QUARTZEUX.	ARGILE.	PEROXYDE DE FER.	CARBONATE DE CHAUX.	CARBONATE DE MAGNÉSIE.	SULFATE DE CHAUX.	CHLORURE DE SODIUM.	EAU ET MATIÈRES ORGANIQUES.	TOTAL.
"	"	0,6	71,0	28,0	"	"	"	99,6
"	"	2,0	86,0	11,5	"	"	"	99,5
"	"	2,0	86,0	12,0	"	"	"	100,0
1,6	"	2,0	95,6	0,6	"	"	"	99,8
0,6	"	0,6	93,0	4,5	"	"	1,0	99,7
0,6	"	2,2	96,0	0,5	"	"	"	99,3
0,6	"	0,6	97,0	1,3	"	"	"	99,5
20,0	22,6	7,3	37,0	9,0	"	Non dosé.	3,3	99,2
33,0	46,0	7,6	4,3	3,3	"	Non dosé.	5,0	99,2
40,0	"	0,6	96,0	3,0	"	"	"	99,2
"	33,0	0,6	32,0	3,0	26,0	Traces.	5,0	99,6
"	2,0	2,3	55,0	1,0	30,0	0,5	9,0	99,8
"	17,6	2,0	59,0	9,0	7,7	Non dosé.	4,0	99,3
39,0	6,0	3,0	43,0	7,0	0,5	0,6	0,3	99,4
19,0	46,0	12,0	10,0	8,0	Traces.	0,3	4,6	99,9
"	"	0,56	"	"	2,95	95,16	1,59	100,26
58,0	"	0,8	"	"	"	"	"	"
50,6	"	0,6	"	"	"	"	"	"
50,0	5,0	1,0	5,0	2,0	5,0	29,5	2,0	99,5
70,0	9,0	1,3	7,0	1,0	5,0	0,5	6,0	99,8
48,0	6,0	2,0	9,0	0,7	22,0	7,0	5,0	99,7
"	17,0	2,6	60,0	13,0	20,0	Non dosé.	4,9	99,5
11,8	55,5	1,3	8,0	1,2	8,0	6,8	7,0	99,6
30,0	26,0	0,3	20,0	"	15,0	3,4	5,0	99,7
"	3,0	0,6	63,0	0,6	25,0	"	6,0	99,2

TABLE DES MATIÈRES.

GÉOLOGIE DU SAHARA ALGÉRIEN

ET

APERÇU GÉOLOGIQUE SUR LE SAHARA

DE L'ATLANTIQUE À LA MER ROUGE.

(RAPPORT GÉOLOGIQUE DE LA MISSION DE LAGHOuat—EL GOLÉA—OUARGLA—BISKRA.)

	Pages.
VOCABULAIRE <i>donnant l'explication des principaux mots arabes employés dans les rapports géologique et hydrologique.</i>	3
INTRODUCTION.....	5
PRÉLIMINAIRES.	
DIVERS TYPES DE RÉGIONS NATURELLES DU SAHARA.....	8
PREMIÈRE PARTIE.	
TERRAINS CRÉTACÉS DU SAHARA SEPTENTRIONAL.	
CHAPITRE PREMIER.	
ITINÉRAIRE DE LAGHOuat À EL-GOLÉA ET D'EL-GOLÉA À L'OUED MYA. — TERRAINS CRÉTACÉS DU SAHARA ALGÉRIEN.....	13
§ 1 ^{er} . Aperçu préliminaire sur la géologie de la lisière méridionale de l'Atlas.....	14
I. Laghouat-Figuig.....	14
II. Laghouat-Biskra.....	18
III. Biskra-Gabès.....	21
§ 2. La région des daya.....	23
I. La partie occidentale de la région des daya.....	24
II. La partie orientale de la région des daya.....	27
§ 3. Le plateau crétacé du centre du Sahara algérien.....	29
I. La Hamada entre le Mzab et l'El-Loua.....	29
II. La Chebka du Mzab et de Metlili.....	30
III. La falaise d'El-Loua.....	33
IV. La Chebka du Sud d'El-Hassi.....	35
§ 4. Les deux plateaux crétaqués du Sud du Sahara algérien.....	40
I. Les deux plateaux au Nord-Est d'El-Goléa.....	41

II. Le plateau inférieur dans la région d'El-Goléa.....	43
<i>Gisement fossilifère des Gour Ouargla</i>	45
<i>Plateau d'El-Goléa</i>	47
<i>Gisement fossilifère de Mechgarden</i>	48
III. L'oasis d'El-Goléa et ses environs.....	50
<i>Gisements fossilifères d'El-Goléa</i>	53
IV. Le plateau supérieur du Sud du Sahara algérien.....	56

CHAPITRE II.

ÉTUDE D'ENSEMBLE SUR LES TERRAINS CRÉTACÉS DU SAHARA SEPTENTRIONAL.....	63
§ 1 ^{er} . La cuvette crétacée du Melrir.....	64
I. Résumé sur les terrains crétacés du Sahara algérien.....	64
II. El-Goléa, In-Salah, Hassi el-Messeghuem.....	65
III. Hassi el-Messeghuem, Timassinin, Ohanet.....	67
IV. La Tripolitaine et le Sud tunisien.....	70
V. Coup d'œil d'ensemble sur la cuvette crétacée du Melrir.....	76
§ 2. Aperçu à l'Ouest sur le Sahara occidental et l'Atlas marocain.....	78
§ 3. Aperçu à l'Est sur le Sahara oriental et l'Orient.....	80
I. Terrains crétacés.....	81
II. Terrains nummulitiques.....	85
III. Terrains miocènes.....	86
§ 4. Conclusions sur les terrains crétacés du Sahara septentrional.....	86
I. Facies méditerranéen de la Craie d'Afrique.....	87
II. Diaclases des hamada crétacées du Sahara algérien.....	88
III. Formations marines postérieures au Crétacé dans le Sahara oriental.....	88

DEUXIÈME PARTIE.

ATTERRISSEMENTS DU SAHARA.

CHAPITRE PREMIER.

ITINÉRAIRE LE LONG DE L'OUED MYA ET DE OUARGLA À BISKRA. — ATTERRISSEMENTS DU BASSIN DU MELRIR.....	92
§ 1 ^{er} . La région de Ouargla.....	92
<i>Aperçu topographique</i>	92
<i>Aperçu sur les oasis de la région de Ouargla</i>	93
<i>Aperçu géologique</i>	95
I. Atterrissements anciens.....	96
II. Dépôts quaternaires et modernes.....	99
<i>Alluvions quaternaires</i>	99
<i>Alluvions modernes</i>	100
<i>Coquilles fossiles et subfossiles</i>	100
<i>Travertin moderne</i>	102
III. Dunes de sable.....	103
§ 2. La région intermédiaire entre les bas-fonds de Ouargla et de l'Oued Rir'.....	104
<i>Aperçu topographique</i>	104
<i>Description géologique</i>	105
§ 3. L'Oued Rir'.....	108
<i>Aperçu topographique</i>	108
<i>Aperçu sur les oasis de l'Oued Rir'</i>	109
<i>Aperçu géologique</i>	110

TABLE DES MATIÈRES.

273

I. Région centrale de l'Oued Rir' (Ourlana).....	112
<i>Aperçu sur les oasis de la région centrale</i>	112
<i>Description géologique</i>	113
<i>Coquilles fossiles et subfossiles</i>	121
II. Région méridionale de l'Oued Rir' (Tougourt).....	123
<i>Aperçu sur les oasis de la région méridionale</i>	123
<i>Description géologique</i>	125
1 ^{er} groupe (Sidi Rached).....	126
2 ^e groupe (Moggar).....	127
3 ^e groupe (Tougourt).....	128
4 ^e groupe (Bledet Ahmar).....	130
III. Région septentrionale de l'Oued Rir' (Mraïer).....	131
<i>Aperçu sur les oasis de la région septentrionale</i>	131
<i>Description géologique</i>	133
<i>Helix fossiles du Mraïer</i>	136
§ 4. La région intermédiaire entre l'Oued Rir' et le Zab.....	138
<i>Aperçu topographique</i>	138
<i>Description géologique</i>	140
I. La falaise du Kef el-Dohr.....	140
II. Le petit désert de Morran.....	143
§ 5. Le Zab.....	146
<i>Aperçu sur la région du Zab et sur ses oasis</i>	146
<i>Description géologique</i>	148
I. Terrain pliocène d'eau douce de la lisière Nord du bas Sahara algérien.....	151
<i>Extension et puissance</i>	151
<i>Nature fluvio-lacustre et âge pliocène</i>	154
<i>Considérations stratigraphiques</i>	155
II. Dépôts quaternaires du Nord du Sahara algérien et de la région du Melrir.....	157
<i>Poudingues et alluvions quaternaires</i>	157
<i>Cour à Cardium edule du Chott Melrir</i>	158

APPENDICE I.

Mollusques terrestres de la surface du Sahara.....	159
--	-----

APPENDICE II.

Matériaux de construction entre Biskra et Ouargla.....	159
--	-----

CHAPITRE II.

ÉTUDE D'ENSEMBLE SUR LES ATTERRISEMENTS DU SAHARA.....	161
<i>Préliminaires sur les périodes miocène et pliocène dans le Sahara algérien et tripolitain</i>	161
<i>Préliminaires sur les atterrissements de l'Atlas et du Sahara algérien</i>	163
§ 1 ^{er} . Formations pliocènes et quaternaires d'eau douce du bassin du Chott Melrir (ou du bas Sahara algérien) et du Sahara en général.....	164
I. Dénucléations des formations antérieures.....	164
II. Terrains de transport et terrains lacustres anciens (ou pliocènes) du bassin du Chott Melrir (ou du bas Sahara algérien).....	166
III. Terrain pliocène d'eau douce de Biskra ou de la lisière Nord du bas Sahara algérien.....	172
IV. Aperçu sur les formations pliocènes d'eau douce de l'Atlas de Constantine et sur leur synchronisme avec le terrain pliocène d'eau douce de Biskra et avec les atterrissements anciens du bas Sahara algérien.....	175
V. Formations pliocènes d'eau douce et atterrissements anciens des autres régions de l'Atlas et du Sahara.....	179

VI. Phénomènes mécaniques postérieurs aux atterrissements anciens.....	182
VII. Dénudations des atterrissements anciens et atterrissements quaternaires.....	184
VIII. Changement de climat et alluvions modernes.....	186
§ 2. Hypothèse de la mer saharienne.....	187
I. Hypothèses sur l'extension d'une mer quaternaire au Sud de l'Atlas.....	189
II. Réponse à divers arguments invoqués à l'appui d'une mer saharienne.....	190
<i>Altitudes des atterrissements du Sahara.....</i>	190
<i>Dunes de sable.....</i>	192
<i>Lignes de rivage.....</i>	192
<i>Sels des chotts.....</i>	192
<i>Théorie malacologique de M. Bourguignat.....</i>	192
<i>Les coquilles marines de M. Desor.....</i>	193
III. Question du <i>Cardium edule</i>	194
IV. Question d'un golfe méditerranéen de Gabès au Chott Melrir.....	196
V. Question de la mer quaternaire dans les déserts lybique et arabe.....	200
§ 3. Conclusions sur les atterrissements du Sahara.....	201
I. Synchronisme des atterrissements du Sahara et des formations pliocènes et quaternaires d'eau douce de l'Atlas.....	202
<i>Tableau de synchronisme.....</i>	204
II. Mouvements relatifs de l'Atlas et du Sahara pendant le Pliocène et le Quaternaire.....	206

TROISIÈME PARTIE.

GRANDES DUNES DE SABLE DU SAHARA.

§ 1 ^{er} . Description des dunes et chaînes de dunes du Sahara.....	211
§ 2. Relation des grandes dunes du Sahara algérien avec les terrains d'atterrissement.....	214
§ 3. Désagrégation des roches au Sahara.....	215
§ 4. Rôle du climat dans la formation des dunes du Sahara.....	218
§ 5. Démonstration de l'amoncellement des grandes dunes du Sahara par le vent.....	218
§ 6. Relation des chaînes de dunes du Sahara avec le relief du sol.....	220
§ 7. Absence de mobilité et progression lente des grandes dunes du Sahara.....	224
§ 8. Conclusions sur les grandes dunes du Sahara.....	228

QUATRIÈME PARTIE.

APERÇU SUR LES AUTRES FORMATIONS GÉOLOGIQUES DU SAHARA.

CHAPITRE PREMIER.

APERÇU SUR LES TERRAINS PALÉOZOÏQUES ET SUR LES TERRAINS CRISTALLINS ANCIENS DU SAHARA.....	229
§ 1 ^{er} . Terrains paléozoïques du Sahara.....	230
I. Anti-Atlas et Sahara occidental.....	231
II. Sahara central.....	233
III. Sahara oriental.....	238
IV. Conclusions sur les terrains paléozoïques du Sahara.....	240
§ 2. Terrains cristallins anciens du Sahara.....	242
I. Sahara occidental.....	242
II. Sahara central.....	243
III. Sahara oriental.....	244
IV. Conclusions sur les terrains cristallins anciens du Sahara.....	245

TABLE DES MATIÈRES. 275

APPENDICE.

Sur une dolérite andésitique à structure ophitique. 245

CHAPITRE II.

APERÇU SUR LES FORMATIONS VOLCANIQUES RÉCENTES DU SAHARA. 246

- I. Pays touareg 247
- II. Tibesti 248
- III. Tripolitaine. 249
- IV. Déserts lybique et arabe. 250
- V. Conclusions sur les formations volcaniques récentes du Sahara. 251

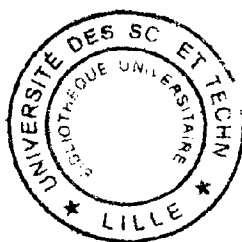
CINQUIÈME PARTIE.

APERÇU GÉNÉRAL SUR LA GÉOLOGIE DU SAHARA.

§ 1^{er}. Histoire géologique du Sahara depuis les temps primaires jusqu'à l'époque actuelle. . . 253

§ 2. Considérations physiques sur la grande période humide du Sahara avant l'époque actuelle. 260

TABLEAU D'ANALYSES exécutées au Bureau d'essai de l'École des Mines sur 25 échantillons de roches, de terres végétales, etc. 268



TABLE

DES FIGURES DANS LE TEXTE.

	Pages.
Figure 1. — Cours inférieur de l'Oued Nili	25
Figure 2. — Aïn Massin et la vallée de l'Oued Mask	31
Figure 3. — La falaise et la vallée d'El-Loua, près d'Aïn Massin	34
Figure 4. — Les Toumiat à l'entrée de l'Oued Zaïti	37
Figure 5. — Le Guclib el-Bekhenga et la vallée de l'Oued Ter'ir	39
Figure 6. — Extrémité d'un gara au Sud de l'Oued Zirara	42
Figure 7. — Panorama des Gour Ouargla	45
Figures 8 et 9. — <i>Ammonites</i> du plateau d'El-Goléa (demi-grandeur)	47
Figure 10. — Débouché du ravin d'Enteg el Kebir dans la plaine d'El-Goléa	52
Figure 11. — Calcaire à <i>Janira</i> du haut de l'escarpement d'El-Goléa	54
Figure 12. — Graines de <i>Chara hispida</i> , Al. Braun, de Tamerna Djedida et de Feidjet Turki	122
Figures a et b. — Moules d' <i>Helix semperiana</i> , var., du sondage n° 11 de Mraïer (vraie grandeur)	137
Figure 13. — Essai d'une carte géologique générale du Sahara, de l'Atlantique à la mer Rouge, par M. G. Rolland	252

ERRATUM.

Page 122. — Au lieu de : Fig. 13, lisez : Fig. 12.

EN VENTE
CHEZ CHALLAMEL, ÉDITEUR,
RUE JACOB, 5,
PARIS.