

Paléogéographie du Sahara algérien à l'Ordovicien terminal et au Silurien inférieur

PHILIPPE LEGRAND¹

Mots clés. – Paléogéographie, Glaciation, Graptolites, Ordovicien terminal, Silurien inférieur, Sahara algérien.

Résumé. – Vers la fin de l'Ordovicien, le Sahara algérien se trouve relativement près du pôle Sud où se développe un inlandsis qui va fondre ensuite. De ce fait, la paléogéographie de la région à cette époque et au Silurien inférieur est particulièrement intéressante. Un cadre biostratigraphique ayant été établi auparavant, basé principalement sur les graptolites Diplograptides [Legrand, 1999], il est tenté de reconstituer étage par étage, l'évolution de la région. Il est suggéré qu'il convient de distinguer, la transgression glacio-eustatique qui se développe globalement selon toute vraisemblance du nord vers le sud pour s'achever à l'Ashgillien supérieur, voir terminal, de la transgression « silurienne ». Celle-ci, due à des mouvements épigéniques, au jeu de la sédimentation et de la subsidence, ainsi qu'à la fonte possible d'un très incertain et lointain inlandsis, commence à l'Ashgillien terminal et se développe globalement du sud-est vers le nord-ouest à partir d'un bassin hoggarien hypothétique améliorant progressivement ses communications avec des mers plus septentrionales à l'est puis à l'ouest.

Late Ordovician-early Silurian paleogeography of the Algerian Sahara

Key words. – Paleogeography, Glaciation, Graptolites, Late Ordovician, Early Silurian, Algerian Sahara.

Abstract. –

Introduction. It is believed that an inlandsis covered the northern half of the African Gondwana at the end of the Ordovician. After a review of the stratigraphic framework and the methodology used, an attempt is made to reconstruct the successive stages of the advance of the sea at the end of the Ordovician and in the early Silurian in a region believed to have been close to the pole. Only the Algerian Sahara is taken in consideration (fig. 1). Some suggestions are made on the role of the glacio-eustatism in the « Silurian » transgression of the Algerian Sahara.

Lithostratigraphy. Because of an inadequate biostratigraphy and facies variations in the uppermost Ordovician of Sahara, several lithostratigraphic successions have been proposed. To emphasize the more important features of the glaciation, a generalized lithological column has been prepared [Legrand, 1999] (fig. 2).

The biostratigraphical framework. Graptolites are the classical fossils used to construct the biostratigraphy of the uppermost Ordovician and the Lower Silurian. In the Algerian Sahara, the use of the standard graptolite zones has been handicapped by the fact that graptolite faunas are endemic and the typical, diagnostic species occurring in this interval of geologic time are absent. A new regional biostratigraphy had to be constructed based on the diplograptid graptolites present [Legrand, 1999]. The new zones are essentially distribution zones. Brachiopods and chitinozoans have also been used as additional correlating tools. Based on the new graptolite zonation, and the recorded sedimentary events of the region, such as transgressions, regressions and so on, new regional stages and substages have been defined (fig. 3) allowing us to reconstruct the paleogeographic evolution of the Algerian Sahara.

Problems with the uppermost Ordovician. The uppermost Ordovician, as herein defined, comprises all the strata belonging to the n4 regional subsystem of the Saharan stratigraphy. This subsystem includes all the “glacial” formations disconformably laid down on the Saharan platform before the beginning of the Silurian. Many problems have been encountered with the uppermost Ordovician of the Algerian Sahara and adjacent regions, but only are considered in this paper : (a) epeirogenic movements and erosion ; (b) the nature of the glacial, periglacial, deltaic and fluvial sediments ; (c) one glaciation, multiple glaciations or only a polyphase glaciation ; (d) the varying importance of unconformities ; (e) the age of the uppermost Ordovician formations, i.e. whether they are uppermost Ashgillian or upper Caradocian-upper Ashgillian and the precise age of the last Hirnantia fauna. In this paper only the hypothesis of one late Ashgillian glaciation is taken into consideration.

Paleogeography of the latest Ordovician (regional subsystem n4). Stage n4a (Cautleyan p.p. and Rawtheyan p.p.). The exact time of the beginning of glaciation is uncertain. **Stage n4b (upper Rawtheyan-earliest Hirnantian)** (fig. 5). At Djado, shales with the graptolite “*Glyptograptus*” *ojsuensis* overlie the glacial strata. Trinucleidae trilobites attest to the withdrawal of the ice followed by a marine transgression in this region. Elsewhere, because of the lack of biostratigraphic data, nothing is definitely known as to what went on in the Algerian Sahara. One may suppose that the ice sheet went on growing in some regions and continental deposits may help in dating this period. **Substage n4c1 (early and mid-Hirnantian)** (fig. 5). One may suppose that the ice sheet advanced and regressed several times before beginning to melt and the continent began to rebound. However, there are some remarkable regional differences. In the Djado area,

¹Consulting Geologist, “Touzia”, 216 cours Général de Gaulle, 33170 Gradignan, France. <Legrandblain@wanadoo.fr>.

the silty-argillaceous sedimentation went on, locally interrupted, perhaps, by the return of glacial sedimentation. Farther north, at Oued In Djerane, the last dropstone shales are replaced by normal, marine graptolite-bearing shales, while elsewhere the upper sandstones of the Felar-Felar formation, consisting of more or less continental periglacial facies with "cordons" are deposited. The return to marine, littoral conditions is represented by the *Hirnantia*- or *Plectothyrella*-bearing sandstones extending from the Ougarta Mountains to the central Tassili N' Ajjer. Locally, fluvial beds mark the end of Ordovician sedimentation. **Substage n4c2 (Late Hirnantian)** (fig. 6). A new transgression begins with this sub-stage, marking the true beginning of the « Silurian » transgression. It should be noted that it is quite possible that the *Hirnantia*- and *Plectothyrella*-bearing sandstone dated as marking the end of substage n4c1 could also indicate the beginning of substage n4c2.

Paleogeography of the early Silurian (regional subsystem g1) Lower Llandovery. Substages g1a1, g1a2-3 (lower Rhuddanian) (fig. 7). The substage g1a1 is characterized by the local *P. (?) kiliani* Zone, which approximately corresponds to the *A. ascensus* Zone of the classical zonation of the Silurian. The sub-stage g1a2-3 is characterized by the presence of endemic graptolite species of the genus *Neodiplograptus* believed to correlate the *Pk. acuminatus* zone of the British zonation. Strata attributed to these substages are common in the western Tassili N' Ajjer, the Tassili of Tafassasset and the Tassili Ouan Ahaggar. At the Oued In Djerane, the first substage begins with a return to argillaceous sedimentation in an anoxic environment. The second substage is marked by a local regression and the beginning of a northward transgression. Remnants of this substage are present in the eastern Tassili Ouan Ahaggar. **Substage g1a4 (upper Rhuddanian)** (figs. 8 & 9). This substage holds the sedimentary record of an important phase of the Silurian marine transgression. In the eastern Tassili N' Ajjer, strata assigned to this substage gradually overlie the Ordovician and extend far northwards becoming thinner by progressive transgression – and not because of erosion – to disappear finally south of Al Awaynat (Serdeles). Strata referred to this substage occur also in the eastern Tassili Ouan Ahaggar as far as Tedjert and possibly In Guezzam. Remnants of this substage occur also, but as outlayers, near the mole of Amguid, at Ers Oum El Lil, Tassili of Tarit and Adrar Tikkadouine. In the area of Bled el Mass the last meters of the Aïn ech Cheikr sandstones are attributed to this substage. Beds of this age are not known on the northern border of the Eglab with the possible exception of the region of El Rhers to the west of Bou Bernous.

Middle Llandovery [according to Toghil, 1968 - Legrand, 1996]. **Stage g1b (in part Aeronien)** (figs. 10 & 11). The middle Llandovery marks the return to marine sedimentation along the Algerian-Libyan border after a short regression at the end of the early Llandovery. The sea covered many parts of the Tassili Ouan Ahaggar. In the east, a regression clearly took place. On the other hand, the extension of the sea to the west, beyond In Guezzam, appears to overlap the preceding substage. In the central Tassili N' Ajjer, a transgression probably took place after an emergence at the end of the Ordovician. This transgression seems to be part of the process already observed farther east in the preceding substages during which the sea appears to abandon a domain after having invaded another one. Thus this transgression appears to correspond to the regression on the Algerian-Libyan frontier and in the eastern Tassili Ouan Ahaggar. All this leads us to think that at this time the sea covered much of the Ahaggar. The middle Llandovery reappears in the Bled el Mass (Aïn ech Cheikr) and core data indicate that it is also present in the eastern limit of the Tanezrouft. The transgression on the northern border of the Eglab probably began at this time, with the possible exception of the region of El Rhers to the west of Bou Bernous, where it was of a very short duration.

Upper Llandovery [according to Toghil, 1968 - Legrand, 1996]. **Stages g1c, g2a, g2b (in part Aeronian, Telychian)**. The movements of the sea and the evolution of the sedimentation initiated at the lower and middle Llandovery continue during the upper Llandovery.

Conclusion. Many questions can be asked on the development of an inlandis centered on Africa at the end of the Ordovician. On the question of the melting of the inlandis, things are somewhat clearer. Everything, or almost everything, took place before the end of the Ordovician. The « microconglomeratic clays » began probably to settle during the stability phase of the inlandis. The melting of the inlandis was accompanied by the accumulation of « microconglomeratic » clays, followed by silty clays. The resulting sea level rise caused a transgression from North to South. This rise was compensated by the accumulation of sediments and the glacial rebound causing the filling of the basins. The movements of the sea did not stop because the filling-up of the available space predicted by the principle of accommodation is constantly called into question by subsidence and epirogenic movements. The mode and the time of formation of the Hoggar basin are very much in the realm of hypothesis. Traces attributed to it are many in the east, as are those indicating a communication to the north. The sea invaded first the depressed zones of the southeastern Sahara to finally overflow them much like a wave, following the principle of sedimentary accumulation and the rebounding of the hinterland (the hypothesis of forced transgression of Legrand [1999]). All this demands some epirogenic adjustments. The marine domain expanded during the early Silurian in a northwesterly direction, but it appears to have contracted to the east, which was invaded mostly by marine sands. Thus the Silurian transgression, which is less the result of glacio-eustatism than is generally admitted, progressed from the southeast to the northwest or locally from the south to the north (from the Hoggar basin), and not from the north to the south as one may have logically supposed (fig. 12). Naturally the irregular topography left from the older relief may have perturbed its progression to the north and northwest.

INTRODUCTION

Il est supposé qu'un inlandis s'est étendu sur la moitié septentrionale du Gondwana africain à la fin de l'Ordovicien [Sougy et Lécorché, 1963 ; Debyser *et al.*, 1965 ; Beuf *et al.*, 1971 ; Trompette, 1973 ; Deynoux, 1980 ; Destombes, 1981]. Les événements géologiques précédant cette naissance restent hypothétiques et leur datation incertaine (voir

ci-dessous). De même, très peu de données éclairent le développement de cet inlandis dont les principaux caractères sont à rechercher dans les sédiments qui en résultent, encore que la majeure partie de ceux conservés ait été générée après ce développement [Crowell, 1978]. Par contre, on peut tenter, bien que cela puisse être l'objet de nombreuses controverses, de reconstituer la phase de stabilité relative de l'inlandis et le retour à une sédimentation marine post-gla-

ciaire. Après un point sur le cadre stratigraphique utilisé et la méthodologie suivie, on essaiera, à partir des faits d'observation, de reconstituer les différentes étapes de l'avancée de la mer à l'Ordovicien terminal et au Silurien inférieur dans une région supposée encore proche du pôle en considérant essentiellement le cas du Sahara algérien (fig. 1). Quelques conclusions concernant la part du glacio-eustatisme dans la transgression « silurienne » au Sahara algérien seront tirées.

LITHOSTRATIGRAPHIE

Une paléogéographie limitée à un domaine comme le Sahara doit s'appuyer essentiellement sur un découpage par étages régionaux et donc sur la biostratigraphie. Dans le cas de l'Ordovicien terminal, et du fait même d'une biostratigraphie insuffisante, il n'a pu être évité l'usage d'un certain nombre d'unités lithostratigraphiques. Comme la diversité des faciès rencontrés dans les formations plus ou moins liées à la glaciation fini-ordovicienne du Sahara ainsi que leur répartition variable dans l'espace et le temps rendent très difficile la définition d'une lithostratigraphie globale

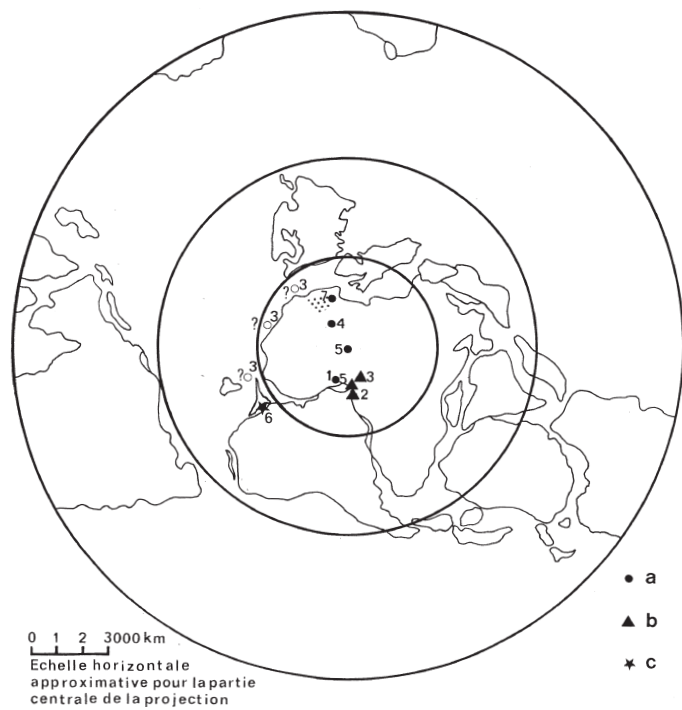


FIG. 1. – Position de la région étudiée (en grisé) par rapport à la position du pôle Sud à l'Ashgillien selon quelques auteurs. Projection polaire orthomorphe de l'hémisphère Sud. Position des continents d'après Scotese *et al.* [1979] ; Smith *et al.* [1981] ; Vaslet [1990]. Position du pôle Sud : 1 : d'après Runcorn, [1959] ; – 2 : d'après Spjeldnaes [1961] ; 3 : d'après Beuf *et al.* [1971] ; 4 : d'après Smith *et al.* [1981] ; 5 : d'après Vaslet [1990] ; 6 : d'après Scotese et Barrett [1990] ; 7 : d'après Torsvik *et al.* [1996]. a : pôles magnétiques ; b : pôles géographiques supposés ; c : pôle déduit de considérations sédimentologiques [d'après Legrand, 1999, simplifié].

FIG. 1. – Location of the studied region (shaded) with respect to the position of the South Pole during the Ashgillien according to various authors. Polar orthomorphic projection of the southern hemisphere. Position of the continents according to Scotese *et al.* [1979] ; Smith *et al.* [1981] ; Vaslet [1990]. Position of the South Pole after : 1 : Runcorn [1959] ; 2 : Spjeldnaes [1961] ; 3 : Beuf *et al.* [1971] ; 4 : Smith *et al.* [1981] ; 5 : Vaslet, [1990] ; 6 : Scotese et Barrett, [1990] ; 7 : Torsvik *et al.* [1996]. a : magnetic poles ; b : inferred geographic poles ; c : pole as deduced from sedimentological considerations [after Legrand, 1999, slightly modified].

satisfaisante, des colonnes lithostratigraphiques propres à chaque région ont été proposées depuis longtemps [Compagnies pétrolières, 1964]. Cependant, pour tenter de faire ressortir les principaux aspects de cette glaciation, de grands « ensembles » ont été distingués, ensembles qui se succèdent approximativement dans le temps mais peuvent soit manquer, soit se répéter, soit passer de l'un à l'autre [Legrand, 1999]. Leur correspondance approximative avec les différentes formations apparaît sur la figure 2.

LE CADRE BIOSTRATIGRAPHIQUE

Les graptolites sont les fossiles utilisés classiquement pour élaborer une biostratigraphie à l'Ordovicien terminal et au Silurien inférieur. Dans le cas du Sahara algérien, la question se complique du fait que l'on a essentiellement affaire à des faunes endémiques, et que les espèces les plus caractéristiques pour ces niveaux font défaut, au moins dans l'état actuel des recherches. Aussi a-t-on été conduit à élaborer une biozonation régionale grâce à l'étude des graptolites diplograptides [Legrand, 1999]. Les zones ainsi définies sont des zones de distribution, comme les zones définies par exemple en Bohême [Štorch, 1994], donc différentes de celles des îles Britanniques, où il s'agit de zones d'assemblage [Rickards, 1995 ; Legrand, 1996a]. L'équivalence de cette biozonation avec les zonations classiquement utilisées ailleurs a été longue à établir (fig. 3). Cependant comme il a été exposé au « James Hall Symposium » à Rochester [Legrand, 1996b], on peut maintenant considérer en particulier comme bien établi que la zone saharienne à *Pseudorthograptus (?) kiliani* correspond sensiblement à la zone à *Akidograptus ascensus* de la base du Silurien [Legrand,

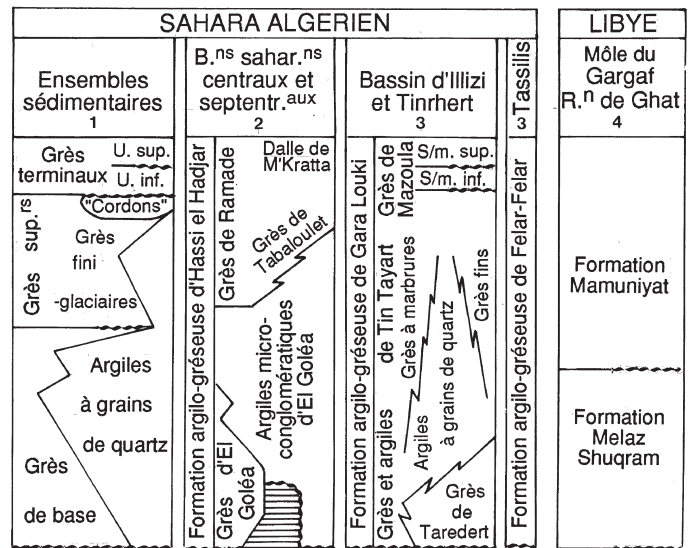


FIG. 2. – Unités lithostratigraphiques de l'Ordovicien terminal du Sahara algérien citées dans le texte. Les formations de Libye sont indiquées pour mémoire sans présumer des corrélations avec les formations d'Algérie. 1 : d'après Legrand [2001] ; 2 : d'après Compagnies pétrolières, 1964 ; 3 : d'après Legrand, Poueyto, Rouaix [1959] ; 4 : d'après Havlicek et Massa [1973].

FIG. 2. – Lithostratigraphic units of the Upper Ordovician of the Algerian Sahara cited in the text. The Libyan formations are only shown as a matter of interest without correlating them with their presumed Algerian equivalents. 1 : after Legrand [2001] ; 2 : after Compagnies pétrolières [1964] ; 3 : after Legrand, Poueyto, Rouaix [1959] ; 4 : after Havlicek et Massa [1973].

Terminologie stratigraphique classique		Terminologie stratigraphique utilisée dans la présente étude		Notations stratigraphiques et biostratigraphiques de l'Ordovicien sup. ^{EUR} et du Silurien inf. ^{EUR} du Sahara algérien	
ORDOVICIEN SUPERIEUR ASHGILL SUPERIEUR HIRNANTIEN	Zone à <i>St. grandis</i>	ORDOVICIEN SUPERIEUR ASHGILLIEN SUPERIEUR HIRNANTIEN	Zone à <i>St. grandis</i>	g2b3	Zone à <i>St. grandis</i>
	Zone à <i>Mon. spiralis</i>		Zone à <i>Mon. spiralis</i>	g2b2	Zone à <i>Mon. spiralis</i>
	Zone à <i>Mon. tullbergi</i>		Zone à <i>Mon. tullbergi</i>	g2b1	Zone à <i>Mon. tullbergi</i>
	Zone à <i>Mcl. griestoniensis</i>		Zone à <i>Mcl. griestoniensis</i>	g2a3	Zone à <i>Mcl. griestoniensis</i>
	Zone à <i>Mon. crispus</i>		Zone à <i>Mon. crispus</i>	g2a2	Zone à <i>Mon. crispus</i>
	Zone à <i>Mon. turriculatus</i>		Zone à <i>Mon. turriculatus</i>	g2a1	Zone à <i>Mon. turriculatus</i>
	Zone à <i>R. linnaei</i>		Zone à <i>R. linnaei</i>	g2a1	Zone à <i>R. linnaei</i>
	Zone à <i>Mon. theili</i>		Zone à <i>Mon. theili</i>	g1c	Zone à <i>Mon. sedgwickii</i>
	Zone à <i>Mon. sedgwickii</i>		Zone à <i>Mon. sedgwickii</i>	g1b2	Zone à <i>Mon. convolutus</i>
	Zone à <i>Mon. convolutus</i>		Zone à <i>Mon. convolutus</i>	g1b1	Zone à <i>C. gregarius</i>
	Zone à <i>C. gregarius</i>		Zone à <i>C. gregarius</i>	g1a4	Zone à <i>Nd. tezzanensis</i>
Zone à <i>Cy. cyprinus (s.l.)</i>	Zone à <i>Cy. cyprinus (s.l.)</i>	g1a4	Zone à <i>Nd. africanus</i> et "Gl." <i>tariti</i>		
Zone à <i>L. africana</i>	Zone à <i>L. africana</i>	g1a4	H. à <i>Nd. praeafricanus</i> et "Gl." e.g. <i>tariti</i>		
Zone à <i>A. aterus</i>	Zone à <i>A. aterus</i>	g1a4	Zone à <i>Nd. imperfectus</i>		
Zone à <i>Pk. acuminatus</i>	Zone à <i>Pk. acuminatus</i>	g1a2-a3	Z. à <i>Nd. incommodus</i> et "Gl." <i>saharensis</i>		
Zone à <i>A. asenovus</i>	Zone à <i>A. asenovus</i>	g1a1	Zone à <i>Po. (?) kiliani</i>		
Zone à "Gl." <i>persculptus</i>	Zone à "Gl." <i>persculptus</i>	n4c2	Zone à <i>N. tllokensis</i> et <i>N. pretllokensis</i> ou <i>N. pseudovenustus</i>		
Zone à <i>N. (?) extracarinatus</i>	Zone à <i>N. (?) extracarinatus</i>	n4c1	Interzone à <i>N. aff. arrikini</i> et <i>N. aff. gelidus</i>		
Zone à <i>Pr. pacificus</i>	Zone à <i>Pr. pacificus</i>	n4b	Zone à <i>N. arrikini</i> et <i>N. gelidus</i>		

FIG. 3. – Correspondances entre la terminologie stratigraphique classique, la terminologie utilisée dans cette étude et les notations stratigraphiques et biostratigraphiques pour l'Ordovicien supérieur et le Silurien inférieur du Sahara algérien [d'après Legrand, 1999, légèrement corrigé].
 FIG. 3. – Correspondence between the classical stratigraphic terminology, the terminology used in this study and the stratigraphical and biostratigraphical notation for the Upper Ordovician and the Lower Silurian of the Algerian Sahara [after Legrand, 1999, slightly modified].

1999, 2000]. Ce problème des équivalences s'atténue quand on monte dans la série et que la faune de graptolites devient plus ubiquiste.

En l'absence de graptolites ou dans le cas de leur extrême rareté, comme à l'Ordovicien supérieur ou terminal, les brachiopodes constituent le matériel le plus abondant mais ils ont été encore très peu étudiés et il y a de nombreux

problèmes de corrélation entre la province méditerranéenne à laquelle ils appartiennent [Havlicek, 1971] et d'autres régions plus classiques [Havlicek et Vanek, 1966 ; Havlicek, 1974]. Cependant, certains niveaux constituent des repères tout à fait intéressants (faune à *Hirnantia* par exemple). Les trilobites, peut-être plus significatifs, restent rares. D'autres fossiles peuvent rendre de grands services dans certains milieux, tels les chitinozoaires (ainsi, dans les grès littoraux ou les argiles glacio-marines), mais ils sont rarement conservés à l'affleurement [Paris, 1990 ; Paris *et al.*, 1995]. Enfin le faible développement des roches carbonatées réduit l'usage des conodontes à des cas très rares [Bergström et Massa, 1991] et les résultats sont parfois décevants [Legrand, 1999]. En fait, derrière d'apparentes certitudes, de nombreux problèmes demeurent en particulier au sommet de l'Ordovicien : déterminations correctes difficiles des diplograptides de ces niveaux, âge des faunes typique et atypique à *Hirnantia*, calage des chitinozoaires par rapport aux zones de graptolites pour ne citer que quelques exemples.

Quoi qu'il en soit, sur la base de la zonation par graptolites, et des événements sédimentaires enregistrés, tels que transgression, régression etc., un certain nombre d'étages régionaux ont été définis (fig. 3) et c'est dans le cadre de leur succession que l'évolution paléogéographique du Sahara algérien peut être retracée. Ici aussi, l'équivalence avec les étages classiques, du moins au début, reste approximative mais basée uniquement sur des faits.

PROBLÈMES RENCONTRÉS DANS L'ÉTUDE DE L'ORDOVICIEN TERMINAL

L'Ordovicien terminal désigne ici, de façon pratique, l'ensemble des couches appartenant au sous-système régional n4 de la stratigraphie saharienne [Legrand, 1974, 1985a]. Ce sous-système englobe toutes les couches qui se sont constituées après le creusement de la discordance de base des formations « glaciaires » sur la plate-forme saharienne [Lessard et Bertrand, 1958 ; Chanut et Nyssen, 1958] et avant le début du Silurien. Ce sous-système qui est en fait un synthem [I.U.G.S., 1994], car limité par une discordance cartographique au sommet, est supposé correspondre essentiellement à l'Ashgillien supérieur (s.l.) [Legrand, 1999].

Un tour d'horizon des données concernant ces problèmes au Sahara algérien et dans les régions limitrophes avait été proposé il y a quelques années [Legrand, 1995b], et bien des interrogations demeurent, auxquelles seules des cartographies détaillées sur le terrain semblent susceptibles d'apporter un début de réponses. Nous n'évoquerons ici que quelques points nécessaires à la suite de l'exposé.

Mouvements épirogéniques et érosion

Comme il est rappelé en introduction, on est obligé de supposer que des événements géologiques, tels des mouvements épirogéniques importants ont précédé la naissance de l'inlandsis fini-ordovicien, provoquant l'émersion d'une partie considérable du Gondwana africain [Beuf *et al.*, 1971]. On ne peut proposer au sujet du déroulement de ces événements que des scénarios hypothétiques [Legrand, 1999]. Celui que nous avons retenu suppose le début des événements au « Llandeilien » caractérisé par le retour des

dépôts clastiques qui s'observent au moins depuis l'Anti-Atlas marocain (Grès du 1^{er} Bani) [Destombes *in* Destombes *et al.*, 1985] jusqu'au bassin d'Illizi et au Tassili N'Ajjer central (Membre gréso-argileux de l'Oued Ahara de la formation argilo-gréseuse de l'Edjeleh, membre des grès des Castelets de la formation de l'Oued In Tahouite) [Compagnies pétrolières, 1964]. Après une période d'accalmie qui dure jusqu'au Caradocien supérieur, on entre dans une période d'instabilité, se traduisant par des conglomérats, des niveaux d'oolites ferrugineuses et des lacunes (généralement seulement supposées du fait des érosions ultérieures). L'émersion finale pourrait n'avoir abouti qu'à l'Ashgillien moyen qui reste inconnu sur toute la bordure africaine du Gondwana. Il est bien évident que toutes les régions d'un si vaste domaine ne peuvent avoir toutes réagi de la même manière au même moment. On ne sait si l'inlandsis s'est développé dès l'émersion du continent ou si celui-ci a été soumis à l'érosion avant la glaciation. En effet, on ne peut savoir si l'érosion glaciaire s'est surimposée, ou non, à une érosion plus ancienne, puisqu'en ce cas, les traits de cette dernière auront été gommés. A ce sujet, il faut rappeler que l'importance de l'érosion glaciaire est estimée de façon très variable selon les auteurs [voir *in* Legrand, 1999]. Ces questions malheureusement sans réponse ne sont pas inutiles, car des hypothèses retenues vont dépendre, par exemple, l'idée que l'on peut se faire de l'importance du matériel sédimentaire, plus ou moins meuble, disponible au moment de l'installation de l'inlandsis que la glace va emprisonner dans sa masse, creuser ou pousser devant elle. De même, lorsque l'on considéra l'importante érosion, mise en évidence dès 1962, de l'Ordovicien supérieur dans les forages les plus septentrionaux des bassins nord-sahariens [Legrand et Nabos, 1962 ; Compagnies Pétrolières, 1964 ; Legrand, 1974] devra-t-on s'interroger s'il s'agit du résultat de l'érosion glaciaire, comme il a été admis très généralement ou s'il s'agit en partie d'une érosion antérieure (ou d'une lacune partielle) alors que les argiles à grains de quartz, puis des argiles silteuses, viendront s'y accumuler sur plus de 150 m ? [Legrand, 1999]. Enfin, lorsque l'on parviendra à identifier en subsurface des topographies glaciaires que viennent recouvrir directement des diamictites, devra-t-on accepter d'associer celles-ci à un recul des glaces ?

Sédiments glaciaires, périglaciaires, deltaïques et fluviaux

Des sédiments glaciaires tout à fait remarquables s'observant très au Sud (Tassili de Tafassasset par exemple), on a eu tendance à considérer un peu rapidement comme glaciaires des sédiments plus septentrionaux que Beuf *et al.* [1971] décrivent déjà comme périglaciaires marins ou continentaux.

En Libye (jebel Gargaf, région de Ghat) la série « glaciaire » débute par la formation Melaz Shuqran (Melez-Chograne) essentiellement constituée d'argiles gréseuses vertes où l'importance des éléments transportés considérés comme d'origine glaciaire varie selon les descriptions et vraisemblablement les localités [Massa et Collomb 1960 ; Collomb, 1962 ; Havlicek et Massa, 1973 ; Massa, 1988 ; Grubic *et al.*, 1991]. Au Sahara algérien (Tassili N'Ajjer central, par exemple), on retrouve, à la partie inférieure de la formation de Felar-Felar, cette unité d'argiles microconglomératiques ou silteuses, admettant parfois des galets de

granite à la base. Les affleurements en sont particulièrement bien lisibles dans les points hauts sous la discordance de base. Cette série paraît souvent précédée par une série gréseuse (Ensemble des Grès de base dans la formation de Felar-Felar) [Legrand, 1999] dont l'accumulation est considérée comme essentiellement contemporaine de la glaciation [Beuf *et al.*, 1971]. En forage, l'équivalent de ces grès pourrait être les Grès d'El Goléa, à moins qu'il ne s'agisse d'une sédimentation fluviale. Au-dessus, les diamictites que représentent les argiles microconglomératiques d'El Goléa vont prendre des développements variables, parfois considérables comme indiqué ci-dessus. A ce sujet, on notera que ces argiles venant souvent en discordance au moins cartographique sur les termes sous-jacents, on voit mal comment, ici, elles pourraient être considérées comme contemporaines du développement de l'inlandsis qui entraîne globalement une baisse du niveau relatif de la mer. Si les argiles d'El Goléa se sont déposées pendant une phase de stabilité de l'inlandsis (glaces saisonnières par exemple ou à l'occasion d'avancée et de retrait des glaces), elles sont à associer également, pensons-nous, à la fonte de l'inlandsis qu'accompagne une élévation du niveau de la mer.

Au-dessus, les successions lithologiques deviennent très variées et variables selon les régions, entraînant une complication de la nomenclature. Ainsi, en Libye, la formation Mamuniyat (Memouniat) se trouve parfois amputée à sa base pour distinguer une formation Tasghart [Grubic *et al.*, 1991]. Dans les premières descriptions [Massa et Collomb 1960 ; Collomb, 1962], la formation Mamuniyat apparaît essentiellement comme une formation gréseuse dont les traits suggèrent un milieu deltaïque. Ce n'est qu'ultérieurement que ses caractères péri-glaciaires ont été soulignés [Havlicek et Massa, 1973 ; Massa *in* Bellini et Massa, 1980 ; Massa, 1988]. On y observe assez haut dans la série les corps sédimentaires classiquement dénommés « cordons ». L'équivalent de cette formation s'observe au Sahara algérien, sous des faciès semblables au moins en bordure de l'Ahaggar (Tassili N'Ajjer, bassin d'Illizi) où il constitue l'ensemble des Grès supérieurs dans la formation de Felar-Felar [Legrand, 1999]. La ressemblance en particulier est frappante entre l'aspect de sa partie supérieure et la partie supérieure de la formation Mamuniyat, pour le peu que nous en connaissons, et par le développement des « cordons » [Beuf *et al.*, 1962, 1971]. Toutefois, au Tassili N'Ajjer, il y a retour à une sédimentation périglaciaire et peut-être au sommet fluviale (Ensemble des Grès terminaux) [Beuf *et al.*, 1985 inédit, Legrand, 1999, en particulier fig-texte 4-3-3]. Le dernier niveau marin, juste au-dessous du sommet, livre au Sahara algérien la faune à *Hirnantia* tandis qu'en Libye le niveau à *Plectothyrella libyca* se situe à la base du membre supérieur de la formation Mamuniyat [Havlicek et Massa, 1973].

Glaciation unique ou glaciations multiples, glaciation polyphasée

En Libye, l'existence de deux glaciations successives d'âges différents a été défendue [Havlicek et Massa, 1973 ; Massa *et al.*, 1977 ; Massa, 1988]. Pour Beuf *et al.* [1971], la glaciation de l'Ordovicien terminal aurait été polyphasée, ce qui expliquerait en particulier que l'on trouve les mêmes faciès à plusieurs reprises sur une section et que de nombreuses discontinuités mineures soient observées. A

l'échelle saharienne, cette conception semble répondre le mieux aux observations. Nous avons donné un schéma théorique du résultat que cela pouvait avoir sur le plan des réservoirs [Legrand, 2001b].

Problèmes liés à l'importance variable des discordances

A l'origine, la formation Melaz Shuqran, a été considérée comme s'inscrivant en continuité de sédimentation avec la formation Haouaz sous-jacente [Massa et Collomb, 1960]. Il a été admis ensuite qu'une discordance mineure marque la base de la formation Melaz Shuqran [Collomb, 1962 ; Massa, 1988] et il en est de même pour certains affleurements des argiles microconglomératiques de la base de la formation de Felar-Felar au Sahara algérien, en particulier quand l'érosion est peu marquée. En revanche, dans de nombreux cas, on assiste à la disparition d'une épaisseur importante de la série sous-jacente et la discordance alors varie de faible à ravinante.

Inversement, la discordance à la base de la formation Mamuniyat apparaît comme pouvant être très importante en Libye, ravinante, et susceptible de faire venir cette formation au contact du Cambrien. En revanche, au Sahara algérien l'équivalent de cette discordance ne paraît pas évident, alors que de nombreuses discordances mineures sont observées [Beuf *et al.*, 1971].

Age des formations de l'Ordovicien terminal

Sur l'ensemble du Sahara algérien, on observe l'existence en de nombreux points des sédiments d'âge caradocien inférieur à supérieur, témoignant, après la grande régression du Llandeilien, de brèves transgressions, éventuellement coupées de nouvelles régressions (fig. 4). Ces différentes observations sont en accord avec l'ancienne hypothèse [Legrand, 1962] de séries caradociennes conservées entre une surface de transgression éventuellement discordante et la discordance de base des formations d'origine glaciaire [Legrand, 1999]. Ceci conduit à admettre pour celles-ci un âge qui ne peut être plus ancien que le Caradocien terminal. L'existence de constructions récifales à bryozoaires dans quelques forages de Tripolitaine, datées par conodontes de l'Ashgillien inférieur [Bergström et Massa, 1991] bien qu'ayant pu coexister avec une calotte glaciaire plus au Sud incite en outre à dater les formations glaciaires de l'Ashgillien supérieur, datation généralement retenue [Legrand, 1974, 1985a, 1999]. Cependant, dans plusieurs cas, la position de ces témoins caradociens est discutable et si on les place au dessus de la discordance glaciaire, celle-ci se trouverait datée au moins du Caradocien supérieur. C'est en particulier la position adoptée pour la formation Melaz Shuqran [Havlicek et Massa, 1973 ; Massa *in* Bellini et Massa, 1980 ; Klitzsch, 1981 ; Massa, 1988] où, en outre, des fossiles d'âge caradocien supérieur sont récoltés au sein même des argiles. Cependant, Gundobin [1985] a rapporté la présence de *Plectothyrella lybica* au nord-ouest du jebel Gargaf dans la formation Melaz Shuqran (?), alors que cette espèce est citée dans la formation Mamuniyat par Havlicek et Massa [1973]. Sutcliffe *et al.* [2000] indiquent également la présence d'une faune à *Hirnantia* dans cette formation mais cette affirmation repose en fait sur la récolte de *Plectothyrella crassicosta chauveli* [Sutcliffe *et al.*, 2001]. Il serait donc possible que l'âge ashgillien de la formation Melaz Shuqran se trouve prouvé mais il faudra alors expliquer la

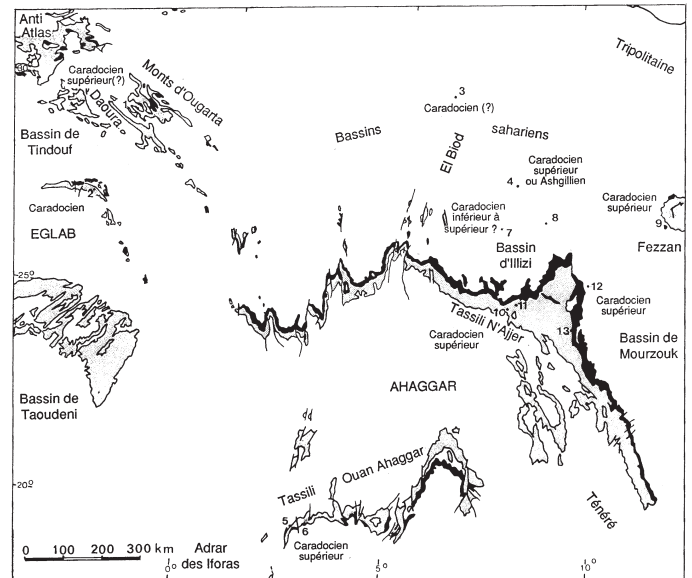


FIG. 4. – Principales localités du Sahara algérien et de Libye occidentale où le Caradocien a été daté (en gris les affleurements de Cambro-Ordovicien, en noir les affleurements siluriens). 1) Bou M'Haoud. 2) Gara Sayada. 3) Hassi Touareg n°1. 4) Oued Ahara n°1. 5) Tassili N'Erridjane. 6) Tin Srir. 7) Couloir n°1. 8) Oued Tissit n°1. 9) jebel Gargaf. 10) Iherhir. 11) Gara Zaharzak. 12) Serdelès. 13) Ghat. Références : (1) Legrand [1986] ; (2) Dourthe et Serra [1962] ; (3, 4) Compagnies pétrolières [1964], (5) Collin *et al.* [1959] inédit ; Gatinskiy *et al.* [1966] (6) Beuf *et al.* [1967] inédit ; Legrand [1985a] ; (7) Legrand [1993, 1999] ; Oulesbir et Paris [1995] ; (8) Compagnies pétrolières [1964] ; (9, 12, 13) Havlicek et Massa [1973] ; (10, 11) Borocco et Nyssen [1959] ; Chavan [1961, inédit] ; Beuf *et al.* [1967 inédit] ; Legrand [1963 inédit, 1967 inédit, 1985] ; I.A.P. [1970] ; [d'après Legrand, 1999].

FIG. 4. – The principal localities in the Algerian Sahara and western Libya with dated Caradocian strata (gray, Cambro-Ordovician outcrops, black, Silurian outcrops).

présence au sein de cette formation d'une faune très différente dans sa composition, attribuable au Caradocien supérieure (?). Par contre, l'âge ashgillien de la formation Mamuniyat reste bien établi par la présence de la faune à *Hirnantia* [Havlicek et Massa, 1973] et les chitinozoaires [Paris *et al.*, 1995]. Il est évident que ces problèmes d'âge sont essentiels dans les reconstitutions paléogéographiques, et la durée de la glaciation interfère elle-même sur les explications qui sont proposées tel le contrôle astronomique [Sutcliffe *et al.*, 2000], ou les relations que l'on y voit par exemple avec les extinctions faunistiques.

Dans tout l'essai de paléogéographie présenté ci-dessus, c'est l'hypothèse d'une seule glaciation qui est retenue, et la probabilité que celle-ci comporte plusieurs phases n'est pas prise en compte. Cette hypothèse est certainement très simplificatrice mais étant donnée la complexité du problème, elle a semblé la seule raisonnable pour le moment. On peut penser d'ailleurs que l'existence de plusieurs phases ne modifierait pas fondamentalement l'histoire paléogéographique présentée. Il est admis en outre que cette glaciation est essentiellement d'âge ashgillien supérieur. On nous permettra enfin de souligner qu'il n'est pas possible de résumer l'évolution du Sahara algérien et a fortiori de la plate-forme saharienne, à cette époque, par un schéma unique. Ce qui sera vrai à l'est apparaîtra faux quelques centaines de kilomètres plus à l'ouest. En s'approchant du continent et de l'inlandsis, les différences locales se font plus nombreuses et plus sensibles.

REMARQUES SUR L'ÉLABORATION DES CARTES

C'est prendre un risque considérable que de dessiner des cartes paléogéographiques, et c'est sans doute pourquoi certains travaux volumineux n'en comportent aucune. Cependant, elles sont le support indispensable à toute réflexion pourvu qu'on les considère avec la prudence nécessaire. Ici, pour chaque sous-étage régional ou groupe de sous-étages, il a été reporté les points où les sédiments marins datés de ce ou ces sous-étages sont reconnus et là où ils sont absents. A partir de ces points les limites des zones émergées ont été esquissées. Dans la pratique, les difficultés rencontrées sont nombreuses. Par exemple, l'absence d'un sous-étage peut signifier une zone émergée, une érosion ultérieure, ou une zone de non-dépôt. Par ailleurs fréquents sont les grès ou les passées argilo-gréseuses d'âge indéterminé, en l'absence de fossiles caractéristiques, au-dessous des argiles fossilifères. Ainsi, il est courant que juste sous les premières argiles marines, on trouve un banc de grès [unité supérieure de l'Ensemble des Grès terminaux dans la formation de Felar-Felar, Legrand, 1999] présentant parfois des traces de graptolites, le plus souvent indéterminables. Mais, dans quelques cas, on constate que ces graptolites sont différents de ceux présents dans les argiles sus-jacentes et qu'il peut donc y avoir une lacune entre les deux, tandis que dans d'autres ils appartiennent aux mêmes taxons que ceux des argiles sus-jacentes. Des isopaques ont été tracées à partir des très rares épaisseurs connues ; leur rôle n'est absolument pas de servir à des prévisions mais d'illustrer des tendances. Certaines de ces cartes avaient déjà été présentées et commentées [Legrand, 1999]. Les versions figurées ici ont tenu compte des critiques formulées et plusieurs erreurs, souvent purement matérielles, ont été corrigées.

PALÉOGÉOGRAPHIE DE L'ORDOVICIEN TERMINAL (SOUS-SYSTÈME RÉGIONAL n4)

Etage n4a (Cautleyen *p.p.*, et Rawtheyen *p.p.*) (Aucune biozone régionale de graptolites) (Zone à *Dicellograptus anceps*, sous-zone à *Dicellograptus complanatus*)

Aucun terrain n'est daté de cet âge au Sahara algérien, et on ne connaît nulle part ailleurs de preuves indirectes quant à la naissance possible et au développement de l'inlandsis à cette époque. L'existence de planchers glaciaires vraisemblablement pré-hirnantien au Djado (voir ci-dessous) pose donc un problème, non résolu, quant à la datation précise du début de la glaciation.

Etage n4b (Rawtheyen supérieur-Hirnantien basal) (Zone à « *Glyptograptus* » *ojsuensis* # sous-zone à *Paraorthograptus pacificus p.p.*-base de la zone à *Normalograptus* (?) *extraordinarius*) (fig. 5)

Au Djado, on trouve, au-dessus de planchers glaciaires indubitables, des argiles silteuses à « *Glyptograptus* » *ojsuensis*, trilobites Trinucleidae et brachiopodes inarticulés [Legrand, 1993] témoignant dans cette région d'un retrait des glaces et d'une transgression marine. La voie de pénétration de cette faune reste une énigme paléogéographique. Son âge est vraisemblablement Rawtheyen supérieur, au plus Hirnantien basal. On ne sait rien de sûr, faute d'éléments de datation, sur ce qui se passe ailleurs au Sahara al-

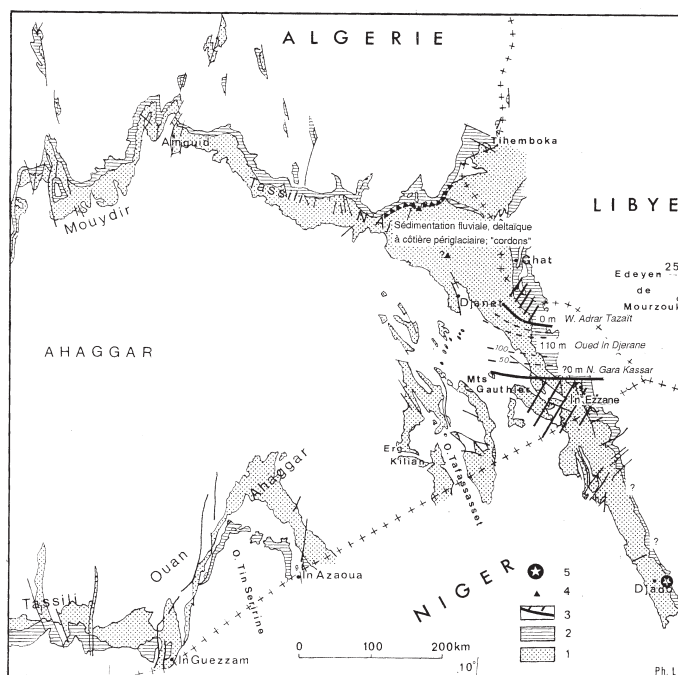


FIG. 5. – Eléments de paléogéographie à l'est d'Amguid. Sous-étage régional n4c1 (Ashgillien supérieur). Zone à *Normalograptus gelidus* – *Normalograptus arrikini*, Interzone à *N. aff. gelidus* – *N. aff. arrikini* (partie inférieure) et équivalent supposé (Niveau supérieur à *Hirnantia*) # Zone à *Normalograptus extraordinarius*. 1 : Ordovicien gréseux ; 2 : Ordovicien terminal et Silurien argileux ; 3 : Limite d'extension possible du sous-étage considéré sous un faciès marin ; du côté hachuré, le sous-étage n'est pas connu ou est supposé ne pas exister sous un faciès marin. 4 : Niveau à *Hirnantia* pouvant appartenir au sous-étage n4c1 (voir texte). 5 : Pour mémoire, niveau à « *Glyptograptus* » *ojsuensis* appartenant à un étage probablement plus ancien (n4b) ; [d'après Legrand, 1999, complété].
FIG. 5. – Paleogeographic elements east of Amguid. Regional substage n4c1 (Upper Ashgillian). *Normalograptus gelidus* – *Normalograptus arrikini* Interzone (lower part) and postulated equivalent (Hirnantia upper level) # *Normalograptus extraordinarius* Zone. 1 : sandy Ordovician. 2 : argillaceous uppermost Ordovician and Silurian. 3 : possible extent border of the marine facies of the substage ; shaded where the sub-stage is not known or if it is believed not to be present as a marine facies. 4 : Hirnantia level possibly belonging to substage n4c1 (see text). 5 : for the record, level with « *Glyptograptus* » *ojsuensis* possibly belonging to an elder stage (n4b) [after Legrand, 1999, completed].

gérien. On peut supposer que, l'inlandsis, au moins en certaines régions, continue de croître mais que certains sédiments peut-être continentaux (par exemple une partie de l'ensemble des grès de base) se sont déposés pendant cette période d'après l'âge des argiles qui les surmontent.

Sous-étage n4c1 (Hirnantien inférieur et moyen) (Zones à *Normalograptus gelidus*-*Normalograptus arrikini*, partie inférieure de l'interzone à *N. aff. gelidus* et *N. aff. arrikini* # zone à *Normalograptus* (?) *extraordinarius*) (fig. 5)

Ce sous-étage voit vraisemblablement des avancées et des retraits de l'inlandsis, avant que sa fonte ne s'amorce et que commence le relèvement du continent. Mais, ici aussi la multiplicité des faciès semble la règle. A l'est, au Djado, la sédimentation argilo-silteuse se poursuit, peut-être interrompue temporairement par un retour de sédiments glaciaires. Plus au nord, dans des zones, tel l'Oued In Djerane, les rares argiles à dropstones sont rapidement remplacées par des argiles marines ordinaires à graptolites. Plus à l'ouest,

on assiste à la sédimentation d'argiles à grains de quartz plus ou moins rapidement relayées par l'ensemble des Grès supérieurs dans la formation de Felar-Felar [Legrand, 1999]. Cet ensemble présente des faciès périglaciaires plus ou moins continentaux et il s'y développe les « cordons » dont l'origine reste discutée [Beuf *et al.*, 1962, 1971 ; Trompette, 1973 ; Deynoux, 1980]. Dans les bassins sahariens, aux argiles à grains de quartz, succèdent des argiles silteuses, voir microconglomératiques et les grès qui les surmontent pourraient encore pour partie appartenir à ce sous-étage. Un retour à des conditions marines littorales que traduisent les grès à *Hirnantia* et *Plectothyrella* depuis les monts d'Ougarta jusqu'au Tassili N'Ajjer central, puis par endroits quelques passées fluviales, marquent la fin de la sédimentation ordovicienne.

Remarque : la corrélation entre le dernier niveau contenant la faune à *Hirnantia* et les niveaux à graptolites, en particulier aux Tassilis N'Ajjer oriental et central pose un problème. La faune à *Hirnantia* disparaissant très généralement au sommet de la zone classique à *Climacograptus* (?) *extraordinarius* [Rong, 1984 ; Rong et Harper, 1988 ; Owen *et al.*, 1991 ; Melchin et Mitchell, 1991] il avait été admis logiquement que sa disparition se situait au sommet de notre étage régional n4c1 (voir fig. 3) [Legrand, 1999]. Cependant deux cas avaient déjà été notés quant à la présence de la faune à *Hirnantia* dans la zone à « *Glyptograptus* » *persculptus*, l'un dans le Lake District (Îles britanniques), l'autre au Kazakhstan [Cocks, 1988]. Dans le premier cas, il pourrait même s'agir de la base de la zone à *Parakidograptus acuminatus* [Harper et Williams, 2002]. Par ailleurs, Rong et Harper [1999], Chen *et al.* [2000] ont confirmé, au moins en Chine, la persistance de cette faune à la base de la zone à « *Glyptograptus* » *persculptus*. Dans le même sens Sutcliffe *et al.* [2001] admettent en Afrique du Nord la persistance du couple *H. sagittifera*-*Plectothyrella crassica* à la base de la zone à « *Glyptograptus* » *persculptus*, sans pouvoir toutefois en apporter la preuve, aucune association avec une faune de graptolites n'étant connue. Il est donc possible que le retour à des conditions marines littorales placé ci-dessus à la fin du sous-étage n4c1 se situe au début de n4c2. Seule la récolte de la faune à *Hirnantia* dans les coupes du Tassili N'Ajjer oriental semble susceptible d'apporter un commencement de réponse à ce problème [Legrand, 1999].

Sous-étage n4c2 (Hirnantien supérieur) (Partie supérieure de l'interzone à *N. aff. gelidus* et *N. aff. arrikini*, zone à *Normalograptus pseudovenustus* ou *Normalograptus pretiokensis*-*Normalograptus tilokensis* # zone à « *Glyptograptus* » *persculptus*) (fig. 6)

Une nouvelle transgression débute avec ce sous-étage, constituant, comme en de nombreuses régions, le véritable commencement de la transgression silurienne (ceci correspond d'ailleurs à la limite traditionnelle Ordovicien-Silurien que des raisons pratiques et d'abord d'identification des taxons-clefs ont conduit à abandonner). Les couches attribuables à ce sous-étage sous la forme d'argiles marines parfois silteuses se situent essentiellement au Tassili N'Ajjer oriental. On note à leur sommet l'apparition d'une sédimentation carbonatée qu'accompagnent quelques brachiopodes (couches à *Zygospiraella*) témoignant peut-être d'une certaine stabilisation de la plate-forme et du continent. L'ex-

tension des argiles de ce sous-étage doit avoir dépassé celle des argiles du sous-étage précédent. Leur limite vers l'est est inconnue, mais, en revanche, on sait qu'elles se biseautent vers la bordure septentrionale du bassin de Mourzouk (licence NC 174) [Lüning *et al.*, 2000]. Vers le sud elles semblent s'étendre au-delà d'In Ezzane mais on ne sait si elles sont présentes au Djado. Sous des faciès beaucoup plus argilo-silteux et même argilo-gréseux ce sous-étage serait présent dans les régions de l'Oued Tafassasset et d'In Azaoua [Legrand, 2001a], peut-être même au Tassili Ouan Ahaggar oriental. Dans l'ensemble, les argiles ne contiennent plus aucun matériel glaciaire ce qui suggère la fin de la glaciation ou un déplacement important de la calotte glaciaire. Ce fait, parmi d'autres, avait conduit depuis longtemps à mettre en doute une relation trop directe entre transgression silurienne et fonte de l'inlandsis [Legrand, 1985b, 1999]. Les limites de la mer à cette époque et ses communications restent inconnues. On peut supposer que le bassin hoggarien s'esquisse pendant ce sous-étage. Partout ailleurs, on est réduit à l'hypothèse de terres émergées ou à une absence de sédimentation, à moins que, comme indiquée ci-dessus, il ne faille placer ici les couches à *Hirnantia* et *Plectothyrella* témoignant de conditions marines littorales.

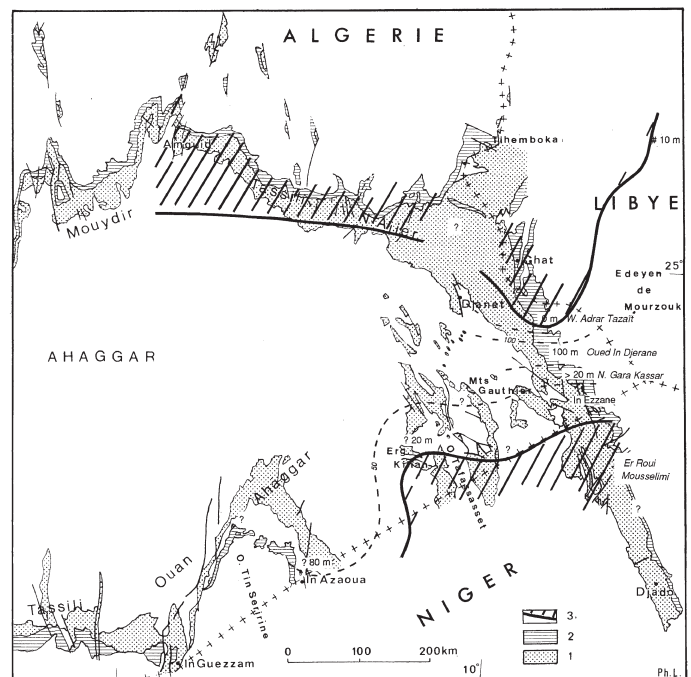


FIG. 6. – Éléments de paléogéographie à l'est d'Amguid. Sous-étage régional n4c2 (Ashgillien terminal). Interzone à *N. aff. gelidus* – *N. aff. arrikini* (partie supérieure), *Normalograptus pseudovenustus* ou *Normalograptus pretiokensis* – *Normalograptus tilokensis* # Zone à « *Glyptograptus* » *persculptus*. 1, 2, 3 : voir figure 4 [d'après Legrand, 1999, légèrement modifié].

FIG. 6. – Paleogeographic elements east of Amguid. Regional substage n4c2 (uppermost Ashgillian). *N. aff. gelidus* – *N. aff. arrikini* Interzone (upper part), *Normalograptus pseudovenustus* ou *Normalograptus pretiokensis* – *Normalograptus tilokensis* # Zone à « *Glyptograptus* » *persculptus*. 1, 2, 3 : see figure 4 [after Legrand, 1999, slightly modified].

PALÉOGÉOGRAPHIE DU SILURIEN INFÉRIEUR (LLANDOVERIEN) (SOUS-SYSTÈME RÉGIONAL g1)

Sous-étages g1a1, g1a2-3 (Rhuddanien inférieur) (Zone à *Pseudorthograptus* (?) *kiliani*, zone à *Neodiplograptus incommodus* et « *Glyptograptus* » *saharensis*, zone à *Neodiplograptus imperfectus* # zone à *Akidograptus ascensus* et *Parakidograptus acuminatus*) (fig. 7)

Ce sous-étage comprend en fait deux ensembles. Le premier, g1a1, est caractérisé par la zone à *Po* (?) *kiliani* et correspond approximativement à la zone à *A. ascensus*. Le second est caractérisé par le développement d'espèces endémiques du genre *Neodiplograptus* présentant parfois des ressemblances avec certains spécimens du groupe de « *Cl.* » *extraordinarius* ou du groupe de « *Gl.* » *persculptus*, ce qui peut être à l'origine d'erreurs, et doit correspondre à la zone à *Pk. acuminatus*.

Les couches attribuables à ce sous-étage se situent essentiellement au Tassili N'Ajjer oriental. A l'Oued In Djerane, le premier ensemble débute par un retour à une sédimentation argileuse, sans doute en milieu anoxique. Vers le sommet les passées silteuses deviennent plus nombreuses, ce retour à la sédimentation détritique étant plus précoce dans le sud. Au Tassili de Tafassasset, les argiles sont plus silteuses et les intercalations de siltstones plus nombreuses. La présence de couches correspondant à ce premier ensemble au Tassili Ouan Ahaggar n'est pas démontrée.

L'histoire du second ensemble est plus complexe. Après un accroissement des apports sableux annoncé au sommet de l'ensemble précédent, on revient à une sédimentation argileuse marine probablement un peu moins confinée puis la sédimentation sableuse croît jusqu'à s'imposer complètement. La dépression de l'Oued In Djerane, sans doute comblée, déborde au nord. Des témoins de cet ensemble sont sans doute présents dans la région d'In Azaoua (Tassili Ouan Ahaggar oriental) [Legrand, 1999, 2001a].

A ce stade, les hypothèses restent aussi peu sûres pour expliquer l'absence de série de cet âge sur une grande partie du Sahara algérien

Sous-étage g1a4 (Rhuddanien supérieur) (Horizon à *Neodiplograptus praeaffricanus* et « *Glyptograptus* » e.g. *tariti*, zone à *Neodiplograptus africanus* et « *Gl.* » *tariti*, zone à *Neodiplograptus fezzanensis* # zone à *Cystograptus vesiculosus* et *Coronograptus cyphus s.l.*) (fig. 8 et 9)

Ce sous-étage voit une extension importante du domaine marin. Au Tassili N'Ajjer oriental la mer revient mais rapidement dans sa partie centrale, les dépôts littoraux se mêlent aux niveaux argileux de plus en plus silteux pour finir par devenir prépondérants. Aux graptolites succèdent bivalves et brachiopodes inarticulés, témoins de la régression. Vers le sud, il en est de même au nord d'In Ezzane où il y a de plus réduction des épaisseurs. Au-delà nous pensons que le sous-étage est représenté par des argiles silteuses à l'est d'Er Roui Mousselimi, les faunes citées [B.R.P.-I.F.P., 1960] ayant sans doute été mal déterminées mais cela reste du domaine de l'hypothèse [Legrand, 1999]. Au nord, au voisinage de la frontière algéro-libyenne (Adrar Tazaït), on voit ce sous-étage venir en transgression sur l'Ordovicien et s'étendre loin vers le nord en se biseautant par transgression

progressive (et non par érosion), pour disparaître au sud d'Al Awaynat (Serdelès). Des couches de cet âge sont inconnues au Tassili N'Ajjer central, de même que dans le bassin d'Illizi et le Tinrhert à l'exception d'une citation de *Cy. aff. vesiculosus* dans le forage de Ouest Ihansatène 2 (Wih 2) (non publié) mais dont la détermination nous paraît hasardeuse. Ce sous-étage se retrouve bien développé au Tassili Ouan Ahaggar oriental jusqu'à Tadjert et vraisemblablement In Guezzam [Legrand, 1979, 1999]. Sur la bordure septentrionale de l'Ahaggar des témoins de ce sous-étage se retrouvent isolés au voisinage du môle d'Amguid, à Ers Oum el Lil, au Tassili de Tarit [Legrand, 1970] et enfin à l'Adrar Tikkadouine [Legrand, 1995a]. En tous ces points, on retrouve ainsi *Nd. fezzanensis* ou une forme affine directement au-dessus de l'Ordovicien terminal et cette répartition tout autour de l'Ahaggar a été l'un des éléments conduisant à l'hypothèse du bassin hoggarien [Legrand, 1995a, 1999]. Dans la région du Bled el Mass enfin, à la partie supérieure des Grès d'Aïn ech Cheikr, qui constituent ici le sommet du Groupe des Grès des Tassilis internes, on trouve dans les derniers mètres des grès plus ou moins lenticulaires à nodules ferrugineux qui livrent de rares graptolites pouvant être rapportés à ce sous-étage. On ne connaît pas apparemment de couches de cet âge sur la bordure septentrionale des Eglab, excepté peut-être dans la région d'El Rhers à l'Ouest de Bou Bernous, sous une épaisseur très réduite [Paris *et al.*, 1995] à moins qu'il ne s'agisse de Llandovérien moyen (?) [Bitam *et al.*, 1996].

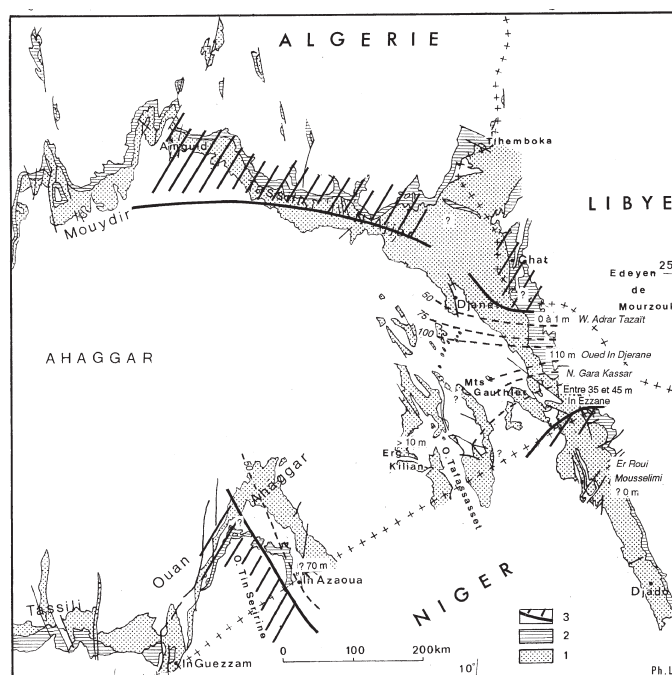


FIG. 7. – Eléments de paléogéographie à l'est d'Amguid. Sous-étages régionaux g1a1, g1a2-3 (Rhuddanien inférieur). Zone à *Pseudorthograptus* (?) *kiliani*, zone à *Neodiplograptus incommodus* et « *Glyptograptus* » *saharensis*, zone à *Neodiplograptus imperfectus* # Zone à *Akidograptus ascensus* et zone à *Parakidograptus acuminatus*. 1, 2, 3 : voir figure 4 [d'après Legrand, 1999, recomposé].

FIG. 7. – Paleogeographic elements east of Amguid. Regional substages g1a1, g1a2-3 (lower Rhuddanian). *Pseudorthograptus* (?) *kiliani* Zone, *Neodiplograptus incommodus* and « *Glyptograptus* » *saharensis* Zone, *Neodiplograptus imperfectus* Zone # *Akidograptus ascensus* Zone and *Parakidograptus acuminatus* Zone. 1, 2, 3 : see figure 4 [after Legrand, 1999, modified].

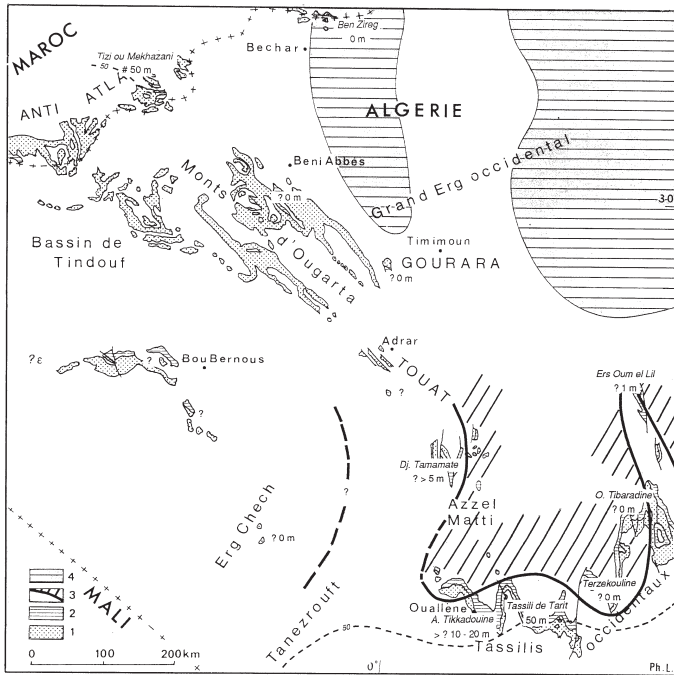


FIG. 8. – Éléments de paléogéographie à l'ouest d'Amguid. Sous-étage régional gl1a4 (Rhuddanien supérieur). Horizon à *Neodiplograptus praeaffricanus* et « *Glyptograptus* » e.g. *tariti*, zone à *Neodiplograptus africanus* et « *Gl.* » *tariti*, zone à *Neodiplograptus fezzanensis* # Zone à *Cystograptus vesiculosus* et *Coronograptus cyphus* s.l. 1, 2, 3 : voir figure 4 ; 4 : régions où le Wenlock supérieur vient reposer directement sur l'Ordovicien [d'après Legrand, 1999].

FIG. 8. – Paleogeographic elements west of Amguid. Regional substage gl1a4 (upper Rhuddanian). Level with *Neodiplograptus praeaffricanus* and « *Glyptograptus* » e.g. *tariti*, *Neodiplograptus africanus* and « *Gl.* » *tariti* Zone, *Neodiplograptus fezzanensis* Zone # *Cystograptus vesiculosus* Zone and *Coronograptus cyphus* s.l. Zone. 1, 2, 3 : see figure 4 ; 4 : regions where the upper Wenlock lies directly on the Ordovician [after Legrand, 1999].

Le domaine marin dont des témoins nous sont conservés apparaît donc beaucoup plus considérable qu'aux stades précédents. Outre les secteurs reconnus auparavant, on voit le bassin hoggarien se confirmer dans son extension depuis le Tanzerouft jusqu'aux confins égypto-libyens tandis que s'esquissent deux zones d'orientation Nord-Sud : l'une, sur les confins algéro-libyens puis en Tripolitaine et l'extrême sud-Tunisien mais avec des dépôts très peu épais ; l'autre sur la bordure orientale du Tanezrouft. Cependant cette progression de la mer se fait déjà au dépens des territoires méridionaux dont le relèvement s'esquisse.

LLANDOVÉRIEN MOYEN (au sens de Toghil [1968]) [Legrand, 1996a]

Sous-étages régionaux g1b1-g1b2 (Aéronien *pro parte*) (Zones à *Coronograptus gregarius* et « *Monograptus* » *convolutus*) (fig. 10 et 11)

Remarque : L'espèce *C. gregarius* est rare en Algérie aussi bien qu'en Libye et semble-t-il au Maroc. Il en est de même pour « *Monograptus* » *convolutus*, qui n'est connue en Algérie qu'en deux points. Aussi les zones correspondantes en tant que zones d'extension ne sont-elles que rarement identifiées et on doit se contenter d'associations reconnues grâce à d'autres espèces classiquement associées à ces espèces dans la région, telle *Normalograptus* (?) *libycus* au Sahara algérien, pour identifier étages et sous-étages régionaux.

Le Llandoveryen moyen se traduit par un retour à une sédimentation plus marine sur les confins algéro-libyens après la régression marquant le sommet du Llandoveryen inférieur, mais pour un temps limité. Plus au sud, c'est une sédimentation essentiellement sableuse qui s'installe, les apports continentaux proximaux devenant dominants ; malheureusement, aucune étude détaillée n'a été consacrée à ces séries. On est assuré de la présence de la mer en de nombreux points du Tassili Ouan Ahaggar, sauf au sud-est, où, du fait des discordances ultérieures, on est réduit à des hypothèses. A l'est la tendance régressive est nette. Par

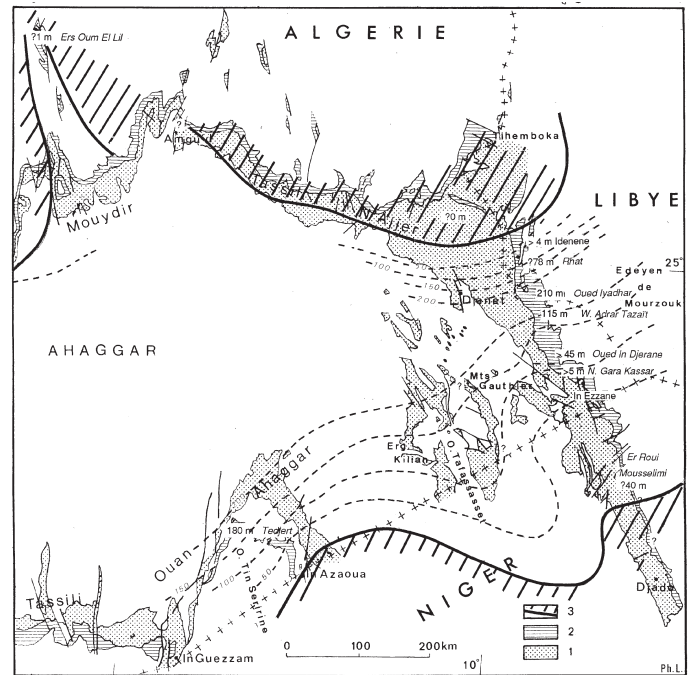


FIG. 9. – Éléments de paléogéographie à l'est d'Amguid. Sous-étage régional gl1a4 (Rhuddanien supérieur). Horizon à *Neodiplograptus praeaffricanus* et « *Glyptograptus* » e.g. *tariti*, zone à *Neodiplograptus africanus* et « *Gl.* » *tariti*, zone à *Neodiplograptus fezzanensis* # Zone à *Cystograptus vesiculosus* et *Coronograptus cyphus* s.l. 1, 2, 3 : voir figure 4 [d'après Legrand, 1999].

FIG. 9. – Paleogeographic elements east of Amguid. Regional substage gl1a4 (upper Rhuddanian). Level with *Neodiplograptus praeaffricanus* and « *Glyptograptus* » e.g. *tariti*, *Neodiplograptus africanus* and « *Gl.* » *tariti* Zone, *Neodiplograptus fezzanensis* Zone # *Cystograptus vesiculosus* Zone and *Coronograptus cyphus* s.l. Zone. 1, 2, 3 : see figure 4 [after Legrand, 1999].

contre, l'extension vers l'ouest déborde peut-être celle du sous-étage précédent au-delà d'In Guezzam. Les épaisseurs les plus importantes paraissent se maintenir au nord dans la région de Tedjert bien que les érosions ultérieures puissent être, aussi ici, en partie, à l'origine de cette différence. Dans la coupe de Tedjert, des grès et quelques passées microconglomératiques au sein d'une série argilo-silteuse marquent la base de l'étage. Au Tassili N'Ajjer central, on assiste vraisemblablement à une transgression, après une émergence datant sans doute de la fin de l'Ordovicien (mais il reste quelques mètres de grès non datés entre les couches à *Hirnantia* et les premières faunes du Llandoveryen moyen). Cette transgression s'intègre apparemment dans le processus déjà observé plus à l'est aux sous-étages précédents par lequel la mer semble « quitter » un domaine peu après en avoir envahi un autre. Ainsi à cette transgression paraît cor-



FIG. 10. – Eléments de paléogéographie à l'ouest d'Amguid. Sous-étages régionaux g1b1-g1b2 (Aéronien *pro parte*). Zone à *Coronograptus gregarius* et zone à « *Monograptus* » convolutus. 1, 2, 3 : voir figure 4 ; 4 : régions où le Wenlock supérieur vient reposer directement sur l'Ordovicien [d'après Legrand, 1999].

FIG. 10. – Paleogeographic elements west of Amguid. Regional substages g1b1-g1b2 (Aeronian *pro parte*). *Coronograptus gregarius* Zone and « *Monograptus* » convolutus Zone. 1, 2, 3 : see figure 4 ; 4, regions where the upper Wenlock lies directly on the Ordovician [d'après Legrand, 1999].

respondre la régression observée peu après tant sur la frontière algéro-libyenne qu'au Tassili Ouan Ahaggar oriental. Tout conduit à penser que la mer à cette époque occupe une large partie de l'Ahaggar. L'extension vers le nord, est difficile à tracer, mais il apparaît très probable que cet étage disparaît assez rapidement dans le sud du bassin d'Illizi. On ne connaît pas de couches attribuables à cet étage au Tassili N'Ajjer occidental, pas plus que dans les Tassili occidentaux et les bassins plus au nord, avant d'arriver dans la région du Tassili de Tarit où cette lacune n'est pas certaine. Le Llandoveryen moyen réapparaît dans la région du Bled el Mass (Aïn ech Cheikr) et est sans doute présent, d'après les forages, sur la bordure orientale du Tanezrouft. C'est vraisemblablement à cette époque que commence la transgression dans les monts d'Ougarta mais d'abord avec des sables fins, la sédimentation argileuse et les premières faunes déterminables n'apparaissant qu'au sous-étage g1b2 (Zone à « *Mon.* » convolutus). La transgression serait plus tardive dans le Gourara.

LLANDOVÉRIEN SUPÉRIEUR (au sens de Toghil, 1968) [Legrand, 1996a]

Étage régionaux g1c, g2a, g2b (Aéronien *pro parte*, Télychien)

Faute de place, la paléogéographie du Llandoveryen supérieur ne peut être ici détaillée. Les processus sédimentaires enclenchés aux étages précédents s'y poursuivent, la sédimentation silteuse ou sableuse s'affirme dans le sud-est tandis que la mer progresse globalement vers l'ouest et le nord-ouest. Ses limites successives ont été reportées sur la figure finale (fig. 12).

CONCLUSIONS

Les questions que l'on peut se poser à propos du développement d'un inlandsis centré sur l'Afrique à la fin de l'Ordovicien restent très nombreuses. Elles peuvent être relativement théoriques, par exemple dans le domaine de la climatologie [Crowley *et al.*, 1987 ; Crowley et Baum, 1991 ; Poussart *et al.* 1999], avoir trait aux événements ayant précédé ce développement, au déroulement de cette glaciation, à l'existence ou non de différentes phases, à l'in-

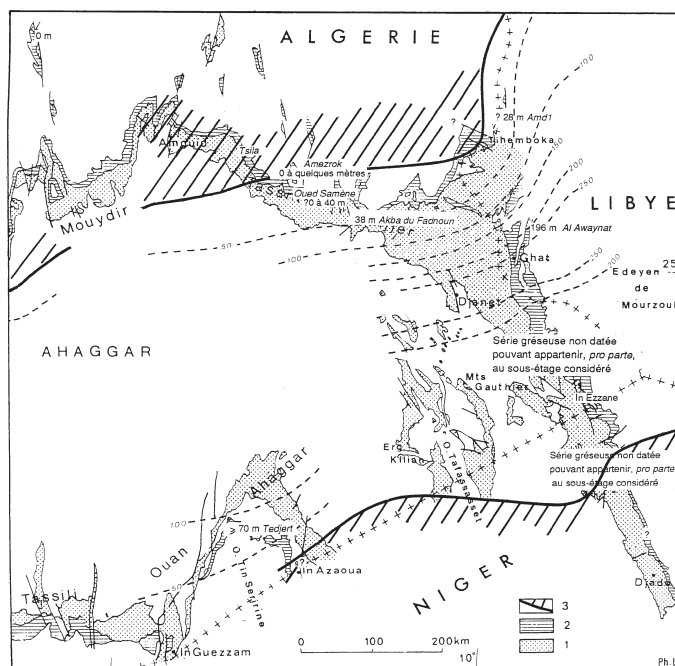


FIG. 11. – Eléments de paléogéographie à l'est d'Amguid. Sous-étages régionaux g1b1-g1b2 (Aéronien *pro parte*). Zone à *Coronograptus gregarius* et zone à « *Monograptus* » convolutus. 1, 2, 3 : voir figure 4 [d'après Legrand, 1999].

FIG. 11 – Paleogeographic elements east of Amguid. Regional substages g1b1-g1b2 (Aeronian *pro parte*). *Coronograptus gregarius* Zone and « *Monograptus* » convolutus Zone. 1, 2, 3 : see figure 4 [after Legrand, 1999].

tensité des discordances engendrées et enfin à la datation de tous ces événements. Tracer des cartes paléogéographiques à ce stade était impossible. Par contre, au niveau de la fonte de cet inlandsis, les choses sont un peu plus claires, et il faut répéter que tout (ou presque ?) se passe avant la fin de l'Ordovicien. Cette fonte se traduit par l'accumulation (sans doute commencée pendant la phase de stabilisation de l'inlandsis) d'argiles à grains de quartz puis d'argiles silteuses sur des épaisseurs notables et sur de grandes distances. Elle s'accompagne selon toute vraisemblance d'une transgression dirigée globalement du nord vers le sud, suivant le retrait des glaces. L'élévation du niveau marin est compensée par l'accumulation des sédiments et le rebond glaciaire. Finalement on aboutit à un certain comblement des bassins et à l'installation d'un environnement périglaciaire, voire fluviatile, interrompu en quelques points par une brève incursion marine qu'accompagne la faune à *Hirnantia* [Legrand, 1999].

Cependant, les mouvements de la mer ne s'arrêtent pas car le comblement de l'espace disponible prévu par le principe d'accommodation est sans cesse remis en question sous

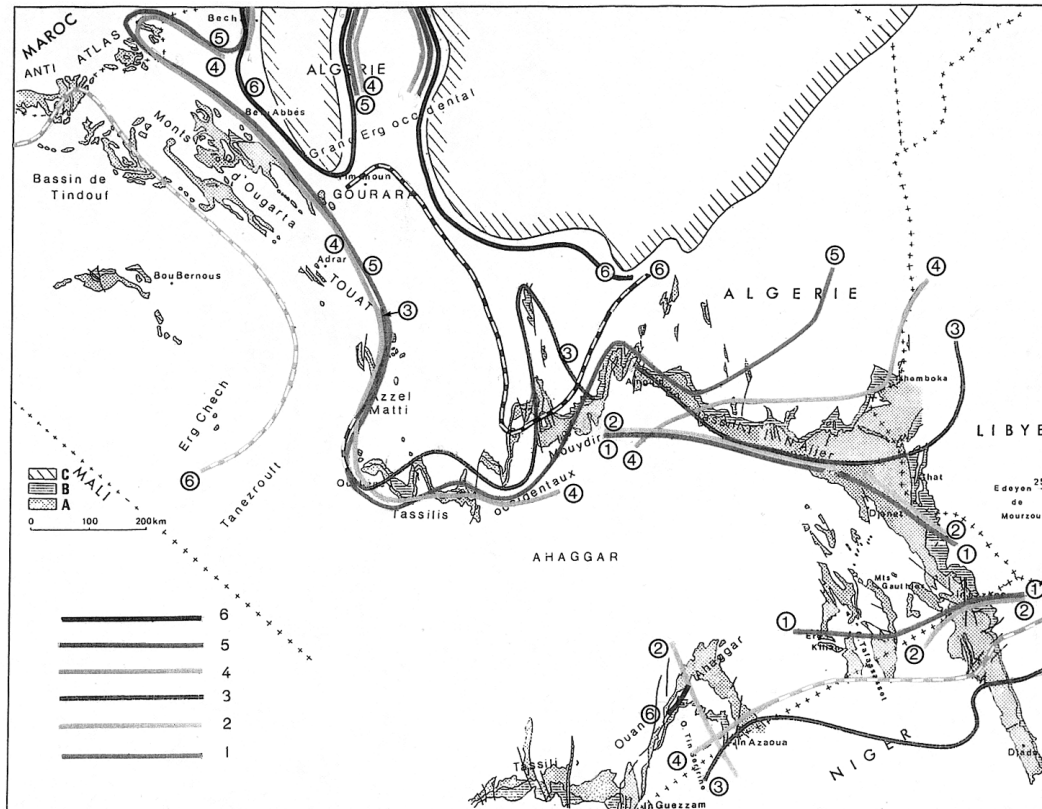


FIG. 12. – Comparaison des limites d'extension des sédiments marins reconnues pour différentes subdivisions du Silurien inférieur au Sahara algérien. 1 : g1a1 (# Zone à *A. ascensus*). 2 : g1a2-g1a3 (# Zone à *Pk. acuminatus*). 3 : g1a4 (# Zones à *Cy. vesiculosus* et *C. cyphus*). 4 : g1b1-g1b2 (# Zones à *C. gregarius* et « *Mon.* » *convolutus*). 5 : g1c (# Zone à « *Mon.* » *sedgwickii*). 6 : g2a (# Zones à *R. linnaei*, « *Mon.* » *turriculatus*, « *Mon.* » *crispus*, *Mcl. griestoniensis*) [d'après Legrand, 1999, légèrement modifié]. A : affleurements cambro-ordoviciens ; B : affleurements siluriens ; C : absence de sédimentation ou érosion ante-wenlockien supérieur.

FIG. 12. – Comparison of the different extents of marine sedimentation for the different subdivisions of the Lower Silurian of the Algerian Sahara. 1 : g1a1 (# *A. ascensus* Zone). 2 : g1a2-g1a3 (# *Pk. acuminatus* Zone). 3 : g1a4 (# *Cy. vesiculosus* Zone and *C. cyphus* Zone). 4 : g1b1-g1b2 (# *C. gregarius* Zone and « *Mon.* » *convolutus* Zone). 5 : g1c (# « *Mon.* » *sedgwickii* Zone). 6 : g2a (# *R. linnaei* Zone, « *Mon.* » *turriculatus* Zone, « *Mon.* » *crispus* Zone and *Mcl. griestoniensis* Zone) [after Legrand, 1999, slightly modified]. A : Cambro-Ordovician outcrops ; B : Silurian outcrops ; C : absence of deposition or pre-upper Wenlock erosion.

l'action de la subsidence et des contraintes épirogéniques. La façon et l'époque à laquelle s'ébauche le bassin hoggarrien [Legrand, 1995a, 1999] restent l'objet d'hypothèses. Les traces que l'on en a sont d'abord nombreuses à l'est, de même que celles de communications vers le nord. La mer réinvestit d'abord les zones déprimées du sud-est saharien (mais à partir d'où ?), puis les déborde par le jeu de l'accumulation des sédiments et du relèvement de l'arrière pays (hypothèse de la transgression forcée) [Legrand, 1999], ce mouvement se déplaçant un peu comme une onde. Ceci suppose des ajustements épirogéniques qui ne sont pas sans rappeler les effets de la tectonique lointaine sur la cyclicité des dépôts siluriens décrits dans les bassins de « foreland » des Appalaches [Ettensohn et Brett, 1998]. Le domaine marin s'élargit au cours du Silurien inférieur vers le nord-ouest, tandis qu'il semble se restreindre vers l'est envahi par des apports sableux bien qu'encore très largement marins. Ainsi l'anomalie apparente que constituait la transgression silurienne progressant approximativement dans le même sens que celui de l'écoulement des glaciers [Legrand, 1983] se trouve expliquée. La transgression de la mer silurienne, au Sahara algérien, ne résultant pas aussi directement d'un glacio-eustatisme qu'il a été généralement admis, progresse bien globalement du sud-est vers le nord-ouest ou localement du sud vers le nord (à partir du bassin hoggarrien) et non du nord vers le sud comme il était logique de le

supposer [Beuf *et al.*, 1971]. Naturellement les irrégularités de la topographie résultant du rejeu d'accidents anciens, tels l'accident de Foug Belrem [Legrand, 1970 ; Beuf *et al.*, 1971] peuvent également avoir perturbé cette progression. De nombreuses retouches seront nécessaires au modèle proposé ici avant d'arriver à une histoire satisfaisante, mais il fallait bien commencer.

Remerciements. – L'auteur remercie le Dr. John Riva qui a eu la grande amabilité de revoir les parties en anglais de cette publication ainsi que Monsieur Robardet pour ses corrections et le reviewer anonyme pour ses importantes critiques.

Note ajoutée en cours d'impression. – Dans un article important : The graptolitic age of the type Ashgill Series (Ordovician), Cumbria, UK, [*Proceed. Yorkshire Geological Soc.*, **54**, 1, 1-16, 2002], Rickards vient de montrer que dans sa localité type, le Rawtheyen correspondait essentiellement à la biozone à *Pleurograptus linearis*. Ainsi, les biozones susjacentes à *Dicellograptus complanatus* et *Dicellograptus anceps*, de la biostratigraphie britannique, considérées d'après les dernières révisions, comme caractérisant le sommet du Puschillian, le Cautleyan et le Rawtheyen (Fortey *et al.* : A revised correlation of Ordovician rocks in the British Isles) [*Geological Society, London, Special Rep.*, **24**, 1-83, 2000], pourraient devoir être considérées comme caractérisant seulement le sommet du Rawtheyen et la partie inférieure de l'Hirnantien par opposition aux zones à *Normalograptus* (?) *extraordinarius* et « *Glyptograptus* » *persculptus* qui caractériseraient alors la partie supérieure de l'Hirnantien. De ce fait, les indications Rⁿ (pour Rawtheyen) sur la figure 2 et l'équivalence de l'étage n4b pourraient être erronées. Par contre, ces changements de dénomination n'affectent en rien le fait des différences d'âges des manifestations glaciaires citées dans l'article.

Références

- BELLINI E. & MASSA D. (1980). – A stratigraphic contribution to the Palaeozoic of the southern basins of Libya. *In* : M.J. SALEM & M.T. BUSREWIL Eds., The geology of Libya. – Academic Press, New York **1**, 3-56.
- BERGSTRÖM S.M. & MASSA D. (1991). – Stratigraphic and biogeographic significance of Upper Ordovician conodonts from northwestern Libya. *In* : M.J. SALEM, O.S. HAMMUDA, B.A. ELIAGOUBI Eds., The geology of Libya. – Elsevier, Amsterdam, **IV**, 1323-1342.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., CHARPAL O. de, ROGNON P., GARIEL O. & BENNACEF A. (1971). – Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. – *IFP, Coll. Science et Technique du Pétrole*, **18**, 464 p.
- BEUF S., MONTADERT L. & DEBYSER J. (1962). – Sur les structures sédimentaires dénommées « cordons » dans les grès de l'Unité IV, Cambro-Ordovicien du Tassili des Ajjers entre l'O. Tasset et Djanet. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **254**, 892-893.
- BITAM L., GOURVENNEC R. & ROBARDET M. (1996). – Les formations paléozoïques anté-carbonifères du sous-bassin de Djebilet (flanc sud du bassin de Tindouf, Nord-ouest du Sahara algérien). *In* : L. BITAM & J. FABRE Eds., Géodynamique du craton Ouest-africain et oriental : héritage et évolution post panafricains. – *Mém. Serv. Géol. Algérie*, **8**, 91-111.
- BOROCCO J. & NYSSSEN R. (1959). – Nouvelles observations sur les Grès inférieurs cambro-ordoviciens du Tassili-interne (Nord du Hoggar). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **I**, 197-206.
- B.R.P.-I.F.P. (1960). – Le Gothlandien et le Dévonien du bassin du Djado (d'après le rapport de fin de mission : Etude du bassin du Djado : B.R.P., Juin 1959). – *Coll. Intersociétés Pétrolières sur le Silurien et le Dévonien*, Pau, 1960, 1-7.
- CHANUT Cl. & NYSSSEN R. (1958). – Sur une « discordance de ravinement » dans les grès inférieurs de la région d'Amguid et de Takoumbaret (Mouydir). – *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 102-105.
- CHEN X., RONG J.-Y., MITCHELL C.E., HARPER D.A.T., FAN J.-X., ZHAN R.-B., ZHANG Y.-D., LI R.-Y. & WANG Y. (2000). – Late Ordovician to earliest Silurian graptolite and brachiopod biozonation from the Yangtze region, South China, with a global correlation. – *Geol. Mag.*, **137**, (6), 623-650.
- COLLOMB G.R. (1962). – Etude géologique du Jebel Fezzan et de sa bordure paléozoïque. – Compagnie Française des Pétroles. *Notes et Mémoires*, **1**, 1-36
- COMPAGNIES PÉTROLIÈRES (1964). – Essai de nomenclature lithostratigraphique du Cambro-Ordovicien saharien. – *Mém. H. S. Soc. géol. Fr.*, **2**, 54 p.
- COCKS L.R.M. (1988). – Brachiopods across the Ordovician-Silurian boundary. – *Bull. Br. Mus. nat. Hist (Geol.)*, **43**, 311-315.
- CROWELL J.C. (1978). – Gondwana glaciation, cyclothem, continental positioning and climate change. – *Am. J. Sci.*, **278**, 1345-1372.
- CROWLEY T.J. & BAUM S.K. (1991). – Toward reconciliation of late Ordovician (440 Ma) glaciation with very high CO₂ levels. – *J. Geophys. Res.*, **96**, 22,597-22,610.
- CROWLEY T.J., MENGEL J.G. & SHORT D.A. (1987). – Gondwanaland's seasonal cycle. – *Nature*, **329**, 803-807.
- DEBYSER J., CHARPAL O. de & MERABET O. (1965). – Sur le caractère glaciaire de la sédimentation de l'Unité IV au Sahara central. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **261**, 5575-5576.
- DESTOMBES J. (1981). – Hirnantian (Upper Ordovician) tillites on the north flank of the Tindouf basin, Anti-Atlas, Morocco. *In* : M.J. HAMBREY & W.L. HARLAND Eds., Earth's Pre-Pleistocene glacial record. – Cambridge University Press, 84-88.
- DESTOMBES J., HOLLARD H. & WILLEFERT S. (1985). – Lower Palaeozoic rocks of Morocco. *In* : C.H. HOLLAND Ed., Lower Palaeozoic of northwestern and west central Africa. – Lower Palaeozoic rocks of the World. – J. Wiley & Sons, **3**, 337-495.
- DEYNOUX M. (1980). – Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'Inlandsis sur une plate-forme stable. – *Trav. Lab. Sci. Terre St Jérôme, Marseille*, Thèse Doct Etat Univ. Aix-Marseille, **17**, 554 p.
- DOURTHE P. & SERRA O. (1962). – Nouvelles observations sur la Gara Sayada (bordure nord-est de l'Eglab, Sahara occidental). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **III**, 127-132.
- ETTENSCHN F.R. & BRETT C.E. (1998). – Tectonic components in Silurian cyclicity : Examples from the Appalachian Basin and global implications. *In* : E.D. LANDING & M. JOHNSON Eds., Silurian cycles. Linkages of dynamic stratigraphy with atmospheric oceanic and tectonic changes. – *New York State Museum Bull.*, **491**, 145-162.
- GATINSKIY Y.G., KLOTCHKO V.P., ROZMAN K.S., TROFINOV D.M. (1966). – Hovye dannye po stratigrafii paleozoyskikh otjeniy yujnoy Sakhary. – *Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R., Geolog.*, **170**, 1154-1157.
- GRUBIC A., DIMITRIJEVIC M., GALECIC M., JAKOVljeVIC Z., KOMARNICKI S., PROTIC D., RADULOVIC P & RONCEVIC G. (1991). – Stratigraphy of western Fezzan (SW Libya). *In* : M.J. SALEM & M.N. BELAID Eds., The geology of Libya. – Academic Press, New York 1529-1564.
- GUNDOBIN V.M. (1985). – Geological map of Libya 1 : 250 000 Sheet Qararat Al Marar (NH 33-13), Explanatory booklet, Ind. Res. Cent. 166 p.
- HARPER D.A.T. & WILLIAMS S.H. (2002). – A relict Ordovician brachiopod from the *Parakidograptus acuminatus* Biozone (Lower Silurian) of the English Lake District. – *Lethaia*, **35**, 71-78.
- HAVLICEK V. (1971). – Brachiopodes de l'Ordovicien du Maroc. – *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, **230**, 135 p.
- HAVLICEK V. (1974). – Some problems of the Ordovician in the Mediterranean region. – *Vestnik Ustr. Ust. geol.*, **49**, 343-348.
- HAVLICEK V. & MASSA D. (1973). – Brachiopodes de l'Ordovicien supérieur de Libye occidentale. – *Geobios*, **6**, 4, 267-290.
- HAVLICEK V. & VANEK J. (1966). – The biostratigraphy of the Ordovician of Bohemia. – *Sbor. Ustr. Ust. geol. Odd. paleont.*, **8**, 7-69.
- INSTITUT ALGÉRIEN DU PÉTROLE. (1970). – Voyage d'étude sédimentologique. Paléozoïque inférieur du Sahara, 129 p.
- I.U.G.S. (1994). – International stratigraphic guide. Second ed., SALVADOR A. Ed., 214 p.
- KLITZSCH E. (1981). – Lower palaeozoic rocks of Libya, Egypt and Sudan. *In* : C.H. HOLLAND Ed., Lower Palaeozoic of the Middle East, eastern and southern Africa and Antarctica. – Lower Palaeozoic rocks of the World. – J. Wiley & Sons, New York, **3**, 131-163.
- LEGRAND Ph. (1962). – Comparaison des séries cambro-ordoviciennes reconnues en affleurement dans la région d'Amguid et en forage au centre du bassin saharien occidental. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **IV**, 131-135.
- LEGRAND Ph. (1970). – Les couches à *Diplograptus* du Tassili de Tarit (Ahnet, Sahara algérien). – *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord*, **60**, 3-58.
- LEGRAND Ph. (1974). – Essai sur la paléogéographie de l'Ordovicien du Sahara algérien. – Compagnie Française des Pétroles, *Notes et Mémoires*, **11**, 121-138.
- LEGRAND Ph. (1979). – Premières observations sur les structures tubulaires à l'intérieur des thèques de *Diplograptus fezzanensis* A. DESIO. Essai d'interprétation. – *Acta Pal. Polonica*, **24**, 107-120
- LEGRAND Ph. (1983). – Réflexions sur la paléoclimatologie au Paléozoïque inférieur. Un exemple : l'Ordovicien. – Actes Coll. AGSO Bordeaux. – *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **34**, 87-113.
- LEGRAND Ph. (1985a). – Lower Palaeozoic rocks of Algeria. *In* : C.H. HOLLAND Ed., Lower Palaeozoic of northwestern and west central Africa. – Lower Palaeozoic rocks of the World. – J. Wiley & Sons, New York, **3**, 5-89.
- LEGRAND Ph. (1985b). – Réflexion sur la transgression silurienne au Sahara algérien. – *Actes 110^e Congrès nat. Soc. savantes, Montpellier 1985, Coll Géologie africaine*, C.T.H.S., Paris, **VI**, 233-244.
- LEGRAND Ph. (1986). – Nouvelles observations sur la formation de Bou M'Haoud (Ordovicien) dans les monts d'Ougarta. – *Sixième Séminaire National des Sciences de la Terre, Alger, Résumés (Supplément)*
- LEGRAND Ph. (1993). – Graptolites d'âge ashgillien dans la région de Chirfa (Djado, République du Niger). – *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **17**, 435-442
- LEGRAND Ph. (1995a). – A propos d'un niveau à *Neodiplograptus* dans le Silurien inférieur à l'est de Ouallène, Asejrad (Sahara algérien). Implications stratigraphiques et paléogéographiques. – *Actes 118^e Congrès nat. Soc. savantes*, Pau, 1993, 4^e coll. Géologie africaine, C.T.H.S., Paris, 409-424.

- LEGRAND Ph. (1995b). – Evidence and concerns with regard to the Late Ordovician glaciation in North Africa. *In* : J.D. COOPER, M.L. DROSER & S.C. FINNEY Eds., *Ordovician odyssey : short papers for the Seventh International symposium on the Ordovician System*. – Pacific Sect. SEPM, Las Vegas, **77**, 165-169.
- LEGRAND Ph. (1996a). – Etages et zones de graptolites : définition et validité ; l'exemple du Silurien inférieur. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **167**, 29-38.
- LEGRAND Ph. (1996b). – Stratigraphic and paleogeographic sketch of the Silurian on the African northern margin of Gondwana. – *The James Hall Symposium : Second Int. Symp. Silur. System, Abstract*, 69.
- LEGRAND Ph. (1999). – Approche stratigraphique de l'Ordovicien terminal et du Silurien inférieur du Sahara algérien par l'étude des Diplograptides (Graptolites). – Thèse Doct. Etat, Univ. Michel de Montaigne-Bordeaux III, Institut Egid, 892 p.
- LEGRAND Ph. (2000). – Une région de référence pour la limite Ordovicien-Silurien : l'Oued In Djerane, Sahara algérien. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **330**, 61-66.
- LEGRAND Ph. (2001a). – La faune graptolitique de la région d'In Azaoua (Tassili Oua-n-Ahaggar, confins algéro-nigériens). – *Ann. Soc. géol. du Nord*, (2^e série), **8**, 137-158.
- LEGRAND Ph. (2001b). – Complexité de la sédimentation détritico-fini-glaciaire et post-glaciaire à l'Ordovicien terminal et au Silurien inférieur sur la plate forme saharienne. – *Sonatrach*, C.R.D., Sciences et Technologies des Hydrocarbures, **3**, (1), 7-16.
- LEGRAND Ph. & NABOS G. (1962). – Contribution à la stratigraphie du Cambro-Ordovicien dans le bassin saharien occidental. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **IV**, 123-131.
- LEGRAND Ph., POUYTO S. & ROUAIX S. (1959) – Sur quelques faunes des Grès inférieurs sur la bordure septentrionale du Hoggar (Sahara). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **I**, 796-802.
- LESSARD L. & BERTAND J.-P. (1958). – Sur l'existence d'une discordance dans le Cambro-Ordovicien au Sahara central. – *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 72-75.
- LÜNING S., CRAIG J., LOYDELL D.K., STORCH P. & FITCHES B. (2000). – Lower Silurian 'hot shales' in North Africa and Arabia : regional distribution and depositional model. – *Earth-Science Reviews*, **49**, 121-200.
- MASSA D. (1988). – Paléozoïque de Libye occidentale. Stratigraphie et paléogéographie. – Thèse Doct. Univ. Nice, 514 p.
- MASSA D. & COLLOMB G.R. (1960). – Observations nouvelles sur la région d'Aouinet Ouenine et du Djebel Fezzan (Libye). – *Int. Geol. Cong., XXI Sess.*, Norden, **XII**, 65-73.
- MASSA D., HAVLICEK V. & BONNEFOUS J. (1977). – Stratigraphic and faunal data on the Ordovician of the Rhadames basin (Libya and Tunisia). – *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, **1**, 1, 3-27.
- MELCHIN M.J. & MITCHELL C.E. (1991). – Late Ordovician extinction in the Graptolidea. *In* : C.R. BARNES & S.H. WILLIAMS Eds., *Advances in Ordovician geology*. – *Geol. Survey Canada Paper*, **90-9**, 143-156.
- OULESBIR L. & PARIS F. (1995). – Chitinozoaires ordoviciens du Sahara algérien : biostratigraphie et affinités paléogéographiques. – *Rev. Palaeobotany & Palynology*, **86**, 49-68.
- OWEN A.W., HARPER D.A.T. & RONG J.Y. (1991). – Hirnantian trilobites and brachiopods in space and time. *In* : C.R. BARNES & S.H. WILLIAMS Eds., *Advances in Ordovician geology*. – *Geol. Survey Canada Paper*, **90-9**, 179-190.
- PARIS F. (1990). – The Ordovician chitinozoan biozones of the northern Gondwana Domain. – *Rev. Palaeobotany & Palynology*, **66**, 181-209.
- PARIS F., ELAOUAD-DEBBAJ Z., JAGLIN J.-C., MASSA D. & OULESBIR L. (1995). – Chitinozoans and late Ordovician glacial events on Gondwana. *In* : J.D. COOPER, M.L. DROSER & S.C. FINNEY Eds., *Ordovician odyssey*. – *Short papers for the Seventh International symposium on the Ordovician System*. – Pacific Sect. SEPM, Las Vegas, **77**, 171-176.
- POUSSART P.F., WEAVER A.J. & BARNES C.R. (1999). – Late Ordovician glaciation under high atmospheric CO₂ : A coupled model analysis. – *Paleoceanography*, **14**, 542-558.
- RICKARDS R.B. (1995). – Utility and precision of Silurian graptolite biozones. – *Lethaia*, **28**, 129-137.
- RONG J.-Y. (1984). – Distribution of the *Hirnantia* fauna and its meaning. *In* : D.L. BRUTON Ed., *Aspects of the Ordovician system*. – Universitetsf, Oslo 101-112.
- RONG J.-Y. & HARPER D.A.T. (1988). – A global synthesis of the latest Ordovician Hirnantian brachiopod faunas. – *Royal Soc. Edinburgh Transactions, Earth Sciences*, **79**, 383-402.
- RUNCORN S.K. (1959). – Rock Magnetism. – *Science*, **129**, 1002-1012.
- SCOTESE C.R., BAMBACH R.K., BARTON C., VAN DER VOO R. & ZIEGLER A.M. (1979). – Palaeozoic base maps. – *J. Geol.*, **87**, 217-277.
- SCOTESE C.R. & BARRETT S.F. (1990). – Gondwana's movement over the South Pole during the Palaeozoic evidence from lithological indicator of climate. *In* : W.S. Mc KERROW & C.R. SCOTESE Eds., *Palaeozoic, paleogeography and biogeography*. – *Geol. Soc. London Mem.*, **12**, 75-85.
- SMITH A.G., HURLEY A.M. & BRIDEN J.C. (1981). – Phanerozoic paleocontinental world maps. – Cambridge University Press, 102 p.
- SOUGY J. & LÉCORCHÉ J.-P. (1963). – Sur la nature glaciaire de la base de la série de Garat el Hamoueid (Zemmour, Mauritanie septentrionale). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **256**, 4471-4474.
- SPJELDNAES N. (1961). – Ordovician climatic zones. – *Norsk Geol. Tidss.*, **41**, 45-77.
- STORCH P. (1994). – Graptolite biostratigraphy of the Lower Silurian (Llandovery and Wenlock) of Bohemia. – *Geol. J.*, **29**, 137-165.
- SUTCLIFFE O.E., DOWDESWELL J.A., WHITTINGTON R.J., THERON J.N., CRAIG J. (2000). – Calibrating the late Ordovician glaciation and mass extinction by the eccentricity cycles of Earth's orbit. – *Geology*, **28**, 967-970.
- SUTCLIFFE O.E., HARPER D.A.T., AIT SALEM A., WHITTINGTON R.J. & CRAIG J. (2001). – The development of an atypical Hirnantia-brachiopod fauna and the onset of glaciation in the late Ordovician of Gondwana. – *Royal Soc. Edinburgh Trans.*, Earth Sciences, **92**, 1-14.
- TOGHILL P. (1968). – The graptolite assemblages and zones of the Birkhill Shales (lower Silurian) at Dobb's Linn. – *Palaeontology*, **11**, 654-668.
- TORSVIK T.H., SMETHURST M.A., MEERT J.G., VAN DER VOO R., MC KERROW W.S., BRASIER M.D., STURT B.A. & WALDERHAUG H.J. (1996). – Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic. A tale of Baltica and Laurentia. – *Earth Sci. Rev.*, **40**, 229-258.
- TROMPETTE R. (1973). – Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation de craton. – *Trav. Lab. Sci. Terre St Jérôme, Marseille*. – Thèse Doct Etat Univ. Aix-Marseille, **7**, 702 p.
- VASLET D. (1990). – Upper Ordovician glacial deposits in Saudi Arabia. – *Episodes*, **13**, 147-161.