

LES TRANSGRESSIONS OLIGOCENES SUR LE MASSIF ARDENNE-EIFEL¹

par

Alain DEMOULIN²

(1 figure et 1 tableau)

RESUME.- La découverte de sable oligocène marin silicifié sur le massif du Weisser Stein, au coeur de l'Ardenne-Eifel, est signalée et commentée. L'auteur démontre ensuite l'âge tongrien des dépôts de sable marin conservés sur la bordure nord de l'Ardenne et fournit un bref aperçu des transgressions oligocènes sur l'Ardenne-Eifel.

ABSTRACT.- The author reports and comments the discovering of silicified Oligocene marine sands on the Weisser Stein massif, in the heart of the Ardenne-Eifel. He furthermore demonstrates the Tongrian age of the marine sands preserved on the northern edge of the Ardenne and briefly describes the Oligocene transgressions on the Ardenne-Eifel.

ZUSAMMENFASSUNG.- Auf dem Weisser Stein-Massiv, im Kern der Ardennen-Eifel, wurden silifizierte oligozäne Meeressande entdeckt. Das Vorkommen wird beschrieben und diskutiert. Der Autor beweist das unteroligozäne Alter der im Norden der Ardennen erhaltenen Meeressande und stellt kurz die oligozänen Meeresvorstosse auf die Ardennen-Eifel vor.

INTRODUCTION

L'invasion du massif Ardenne-Eifel par une mer oligocène fait toujours l'objet d'un certain nombre de questions. De nombreux auteurs se sont attelés à ce problème, le plus souvent en l'abordant par une seule de ses facettes, à savoir le prolongement vers l'intérieur du massif des diverses couvertures tertiaires qui le limitent sur l'une ou l'autre de ses bordures. Malheureusement, selon que l'on aborde le massif par l'un ou l'autre de ses flancs, les études attribuent un âge différent, quoique généralement oligocène, au recouvrement tertiaire du massif par la mer. Quant aux trop rares discussions synthétiques de la question (Alexandre, 1976), elles constituent souvent une simple juxtaposition de résultats si divers qu'il est bien difficile d'en extraire des conclusions cohérentes sur cette transgression. Après une longue controverse sur un éventuel âge chattien des sables de la région liégeoise et, par extension, des sables marins tertiaires du

plateau des Hautes Fagnes et du Condroz (Rutot, 1907; Destinez, 1909; Velge, 1909, Fourmarier, 1930; Macar & De Magnée, 1936; Bourguignon, 1954; Calembert, 1954), il semble qu'un consensus est apparu parmi les auteurs belges pour attribuer ces sédiments azoïques au Tongrien marin (Thibeau, 1960; Alexandre, 1976; Soyer, 1978; Voisin, 1981; Demoulin, 1987), ainsi que l'avaient proposé Rutot & Vanden Broeck (1891) dès le siècle dernier. Du côté allemand par contre, une opinion différente est tout aussi solidement établie : parmi les dépôts marins tertiaires de la Baie du Rhin inférieur, ce sont les sables des «Kölner Schichten» qui s'avancent le plus au sud vers le Massif schisteux rhénan et c'est à eux qu'ont été rattachés les placages de sables marins tertiaires de la bordure nord de l'Eifel. La similitude de ces derniers avec les sables des Hautes Fagnes a par la suite conduit à rapporter

¹ Manuscrit déposé en avril 1989.

² Boursier de la Fondation A. von Humboldt, Köln, R.F.A. Froidbermont 30, B-4641 Olne, Belgium.

ceux-ci également aux Kölner Schichten (Hager, 1980). Or, les études les plus récentes placent le dépôt des Kölner Schichten à peu près entièrement dans l'Oligocène supérieur (Anderson, 1966; Gliese, 1971; Hager, 1981) et font ainsi écho à l'ancienne opinion qui, en Belgique, reconnaissait l'âge chattien des sables des Hautes Fagnes. Enfin, chez les géologues néerlandais, les gisements isolés de sable tertiaire disséminés dans le sud du Limbourg néerlandais et le Pays de Herve (et par conséquent implicitement les sables des Hautes Fagnes) sont simplement répertoriés comme restes d'une couverture oligo-miocène (formation de Holset), n'excluant nullement que se côtoient parmi eux des sédiments tongriens et d'autre appartenant aux formations miocènes de Breda et d'Heksenberg (Felder, *communic. orale*). Ces divergences importantes résultent de l'absence de spécificité des sables tertiaires du nord de l'Ardenne-Eifel. En l'absence de toute trace de fossiles (à l'exception des fossiles également peu significatifs du niveau supérieur des sables de Boncelles, près de Liège), leur caractérisation repose en effet uniquement sur leur composition minéralogique. Malheureusement, si celle-ci permet de les distinguer à coup sûr de sédiments plus anciens, éocènes ou crétacés, elle n'est nullement indicative de leur position précise dans l'Oligocène ou le Miocène, et d'autres arguments doivent alors être employés. Enfin, concernant l'âge de la transgression oligocène sur l'Ardenne-Eifel, il faut encore signaler que sur la bordure sud et sud-est du massif, les arguments s'accumulent pour reconnaître une avancée maximale de la mer en direction de celui-ci, et notamment dans la baie du Luxembourg, durant le Rupélien (Tricart, 1949; Kadolsky, 1975; Kadolsky *et al.*, 1983; Sonne & Weiler, 1984).

L'importance du recouvrement du massif par la mer oligocène a pour sa part engendré moins de débats, par défaut d'observations au-delà des bordures du massif. Jusqu'il y a très peu de temps, aucun sédiment marin oligocène n'avait en effet été reconnu au coeur de l'Ardenne-Eifel. Bien plus, quoique reconnaissant que la mer oligocène a dû s'avancer plus avant vers le sud (au moins jusqu'au massif de la Baraque Michel, comme Macar (1954) l'avait déjà précisé), j'ai signalé la position sur le flanc nord du plateau des Hautes Fagnes d'une ligne de rivage oligocène (Demoulin, 1987). Vers l'ouest, les sables oligocènes sont connus sur le Condroz (Calebent, 1954; Buurman, 1972) et dans l'Entre-Sambre-et-Meuse (Soyer, 1978; Girolimetto, 1982) mais pas au-delà de la rupture de pente qui, vers le sud, mène à l'Ardenne proprement dite, et rien ne permet à ce jour de préciser l'extension prise par l'invasion marine oligocène

dans ces régions. Au sud-est du massif toutefois, deux découvertes récentes ont donné une impulsion nouvelle aux spéculations sur l'importance de l'avancée marine oligocène. Kadolsky *et al.* (1983) ont en effet trouvé des fossiles dans des hornsteine et des quartzites tertiaires disséminés dans la région d'Idenheim, au nord de la Moselle, à environ 20 km de Trêves, qui indiquent un dépôt en eaux saumâtres au cours de l'Oligocène moyen, ce qui selon eux suggère une liaison entre le Bassin de Paris et le Bassin de Neuwied à cette époque. D'autre part, Sonne & Weiler (1984) ont décrit des microfossiles de l'Oligocène moyen ou supérieur dans des dépôts remaniés au sein de deux maares de l'Eifel et pensent que cette observation témoigne d'un recouvrement au moins de l'Eifel méridional par la mer stam-pienne. Cette hypothèse est également mentionnée par Meyer (1986). Toutefois, aucune jonction entre cette éventuelle avancée marine et la mer qui occupe la Baie du Rhin inférieur à l'Oligocène moyen n'est esquissée, en raison de la limite méridionale attribuée à cette dernière par Quitzow (1971).

Dans ce contexte toujours confus, le présent article apporte l'éclairage d'une observation nouvelle fondamentale, et discute de l'âge précis de la transgression sur base d'arguments minéralogiques et paléontologiques.

UN GRES OLIGOCENE SUR LE MASSIF DU WEISSER STEIN

J'ai eu la chance de trouver à proximité du sommet du massif du Weisser Stein un gros bloc de grès de constitution similaire à celle des grès tertiaires connus sur les bordures nord et sud de l'Ardenne. Ce bloc, auquel le massif doit d'ailleurs son nom, est connu depuis longtemps en tant que mégalithe (W. & M. Brou, 1988), mais il semble que son intérêt géologique n'ait jamais été perçu, les archéologues s'accordant à le rapporter au Crétacé.

Le Weisser Stein constitue, à 691 m d'altitude, un des points culminants du massif Ardenne-Eifel, au coeur de celui-ci, environ 25 km au sud-est du sommet de la Baraque Michel (fig. 1). Il correspond à un relief résiduel aux flancs en pente douce, se détachant d'une surface ancienne, d'âge au moins paléogène, particulièrement bien développée dans cette région à des altitudes de l'ordre de 580-620 m. Le bloc de grès se trouve à 1 km au nord-ouest du sommet du Weisser Stein, émergeant d'une petite fagne sur le flanc nord de la tête de vallée évasée de l'Edesbach, à l'altitude de 665 m. Il s'agit d'une dalle d'environ 6 m² de surface dont l'épaisseur

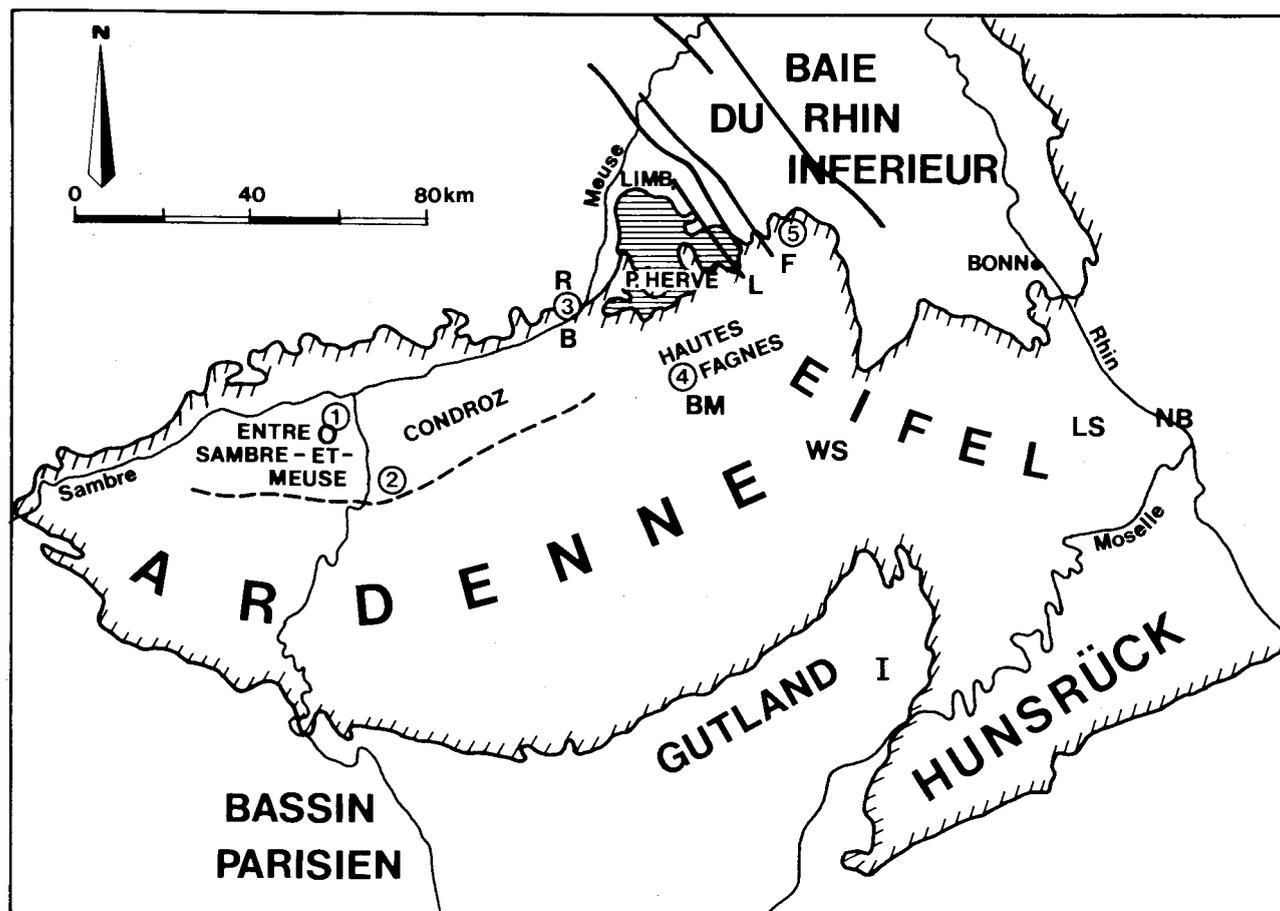


Fig. 1.- Situation des localités citées dans le texte : O: Oret - B: Bonnelles - R: Rocourt - BM: Baraque Michel - L: faille de Laurensberg - F: faille de Feldbiss - WS: Weisser Stein - I: Idenheim - LS: Laacher See - NB: bassin de Neuwieder. 1 à 5 : secteurs de distribution des sables oligocènes de l'Ardenne-Eifel.

visible atteint 60 cm; sa surface est légèrement ondulée et les angles sont arrondis. Le grès, de coloration gris-blanc, est extrêmement cohérent et homogène, sans litage apparent. On observe seulement quelques rares lentilles de grès grossier et gravillons quartzeux au sein d'une masse de grès fin.

STRUCTURE DU GRES

Il s'agit d'un grès à ciment de quartz microcristallin. Le squelette du grès est constitué de grains de quartz de 200 à 900 μm , à émoussé marin remarquable. Aucun feldspath n'est observé. Par contre, on trouve en grand nombre de petits quartz détritiques (< 70 μm) encore relativement bien roulés, appartenant probablement aussi au sédiment marin. Celui-ci semble donc assez mal classé. Outre le ciment de quartz microcristallin, qui n'est que modérément développé puisqu'une bonne part des pores du sable

était dès avant son induration occupée par la fraction silteuse, on peut reconnaître de rares plages de quartz de nourrissage conférant occasionnellement des faces cristallines aux grains.

Par ailleurs, un certain nombre de grains de quartz révèlent des traces d'une corrosion assez importante : celle-ci apparaît le mieux aux endroits où le ciment microcristallin est développé le long d'une face d'un gros grain.

Etant donné la constitution du sédiment et la nature du ciment, la porosité du grès du Weisser Stein est très réduite : les pores sont peu nombreux et très petits, ce qui explique la grande cohérence de cette roche. Les diverses formes de précipitation de la silice (quartz de nourrissage, quartz microcristallin authigène) et la corrosion des grains de quartz évoquent une formation en milieu continental, en relation avec la zone de battement de la nappe.

MINÉRALOGIE

L'étude minéralogique du grès du Weisser Stein doit constituer une des clefs de son identification éventuelle aux sables oligocènes du plateau des Hautes Fagnes. Elle a été réalisée, après désagrégation de la roche, sur la fraction dense de la classe granulométrique de 50 à 420 μm . Le comptage de 400 grains a fourni les pourcentages suivants :

zircon : 40 %; disthène : 3 %; anatase : 3 %;
tourmaline : 38,5 %; andalousite : 1 %;
corindon : 0,5 %; rutile : 13 %.

Dans le reliquat de 1 % ont été observés les minéraux suivants : topaze, monazite, chlorite, hornblende commune. Les pourcentages fournis ci-dessus pour le disthène, l'andalousite et l'anatase sont obtenus en ne considérant que les grains de taille supérieure à 80 μm . Si on inclut aux comptages les grains de 50 à 80 μm , ces pourcentages tombent respectivement à 2; 0,5 et 1,8.

La population des minéraux denses du grès est mixte. D'une part, on observe des grains relativement gros (100 à 250 μm de diamètre) parfaitement roulés, typiques d'un sédiment marin. Toutes les andalousites dénombrées, ainsi que quelques-uns parmi les disthènes présents, appartiennent à cette fraction minoritaire ($\pm 30\%$) de la population. D'autre part, on se trouve en présence d'une majorité de grains plus petits (50 à 100 μm), généralement sub-émoussés et parfois même anguleux. Les minéraux stables en grains peu usés représentent l'essentiel de cette fraction : ils pourraient correspondre à l'élément dense de la fraction silteuse du sédiment ou éventuellement témoigner d'un certain remaniement du dépôt avant son induration. Semblable situation, où les sables marins ont été quelque peu retouchés avant leur silicification, s'observe en effet également pour les grès tertiaires des Hautes Fagnes. Enfin, l'anatase présente dans le grès du Weisser Stein se trouve sous la forme de petites tablettes probablement authigènes aux faces bien nettes de 60 à 90 μm de long, salies de traces de leucoxène.

SIGNIFICATION DU GRÈS DU WEISSER STEIN

Avant de discuter de la nature et de l'âge du grès du Weisser Stein, une question préliminaire doit être débattue : le bloc décrit est-il bien en place là où il a été observé ? Cette question naît du fait que ce bloc est considéré comme un mégalithe, ce qui pourrait le faire suspecter d'avoir été amené par l'homme sur ce sommet,

tout au moins tant que d'autres restes du même sédiment n'auront pas été signalés à cet endroit. Cependant, plusieurs objections peuvent être opposées à cette hypothèse, notamment en raison de l'origine généralement locale du matériau des monuments mégalithiques ardennais, ou du poids de la dalle de grès, qui semble devoir exclure un long transport. Par ailleurs, cette dalle n'est pas établie, comme on s'y attendrait pour un mégalithe, sur une position privilégiée, par exemple le point sommital du massif. Bien au contraire, le site dans lequel on l'observe est en tous points comparable à celui dans lequel sont conservés nombre de blocs de grès tertiaires du plateau des Hautes Fagnes, à savoir sur le flanc d'un vallon hérité de la morphologie tertiaire. Ces observations témoignent à mon avis de silicifications élaborées sur le massif du Weisser Stein, et dont un bloc résiduel est conservé après érosion de la couverture meubles qu'elles ont affectée; l'hypothèse d'un mégalithe peut ainsi être rejetée.

En ce qui concerne l'origine de ce bloc, le spectre minéralogique du grès, ainsi que l'émoussé des grains de quartz en font indubitablement un dépôt initialement accumulé par la mer oligocène. En effet, la présence du disthène, de l'andalousite et de la topaze exclut toute origine locale et réfute également l'hypothèse d'un sable abandonné par la transgression crétacique. Quant à l'éventualité d'un dépôt fluviatile avec apport des minéraux paramorphiques depuis des régions plus méridionales, elle est clairement déniée par l'émoussé marin des grains de quartz. Ces caractères s'appliquent par contre parfaitement aux dépôts marins oligocènes connus dans le nord de l'Ardenne : ceux-ci sont des sables quartzueux fins à moyens (médiane comprise entre 160 et 330 μm), bien classés mais comportant fréquemment une fraction argileuse non négligeable (10 à 20%). Sur le plan minéralogique, ils sont caractérisés par une association à disthène, andalousite, staurolite et topaze, auxquels se joint occasionnellement la sillimanite. Ils ont aussi donné lieu à la formation de silicifications dans les fonds de vallons évasés marquant les surfaces d'érosion tertiaires du plateau des Hautes Fagnes.

Le pourcentage réduit des minéraux de métamorphisme dans la fraction dense du grès du Weisser Stein (4 % contre 8 à 20 % dans les sables oligocènes non indurés) peut être mis sur le compte de l'altération intense qui a affecté le sable avant son induration, ainsi que cela a été observé de manière encore plus accusée pour les sables silicifiés des Hautes Fagnes (Demoulin, 1988). La prédominance parmi ces minéraux du

disthène, plus résistant, ainsi que l'absence du staurolite, confirment cette interprétation. Par contre, proportionnellement, l'andalousite n'y est guère si bien représentée que dans les dépôts oligocènes des Hautes Fagnes, ce qui semblerait confirmer une provenance ardennaise de ce minéral.

L'AGE DES SABLES MARINS TERTIAIRES DU NORD DE L'ARDENNE-EIFEL

Il est clair qu'une meilleure connaissance de la transgression oligocène sur le massif Ardenne-Eifel passe nécessairement par une datation sérieusement argumentée des dépôts qui en sont conservés. Dans ce sens, la première question à résoudre est celle de l'unicité de la couverture de sables marins tertiaires sur la bordure nord de l'Ardenne-Eifel. Pour la clarté de la discussion, il est utile d'y reconnaître cinq zones, d'ouest en est (fig. 1) :

1. les sables oligocènes de l'Entre-Sambre-et-Meuse, distingués par Soyer (1978) d'autres dépôts sableux éocènes et néogènes sur base d'arguments minéralogiques.

2. les sables marins tertiaires du Condroz qui, au sud de la Meuse entre Namur et Liège, sont le plus souvent piégés dans des poches de dissolution des calcaires dinantiens, où ils sont fréquemment associés à des argiles plastiques connues sous le nom d'argiles d'Andenne. Calembert (1954) signale que certains de ces dépôts sableux atteignent une puissance de 20 à 30 m.

3. les sables oligocènes de la région liégeoise, avec notamment les gisements de Bonnelles, au sud de Liège, où ont été décrits quelques fossiles mal conservés attribués au Chattien (Rutot, 1907).

4. les sables tertiaires du plateau des Hautes Fagnes auxquels doit être rattaché le bloc de grès conservé sur le massif du Weisser Stein, et bien sûr les sables oligocènes du Pays de Herve et du sud du Limbourg néerlandais.

5. les sables de la frange nord de l'Eifel, conservés uniquement à proximité immédiate des horsts et grabens marquant le passage du massif vers la Baie du Rhin inférieur à l'ouest de la baie triasique de Mechernich. Au-delà de quelques kilomètres vers l'intérieur de l'Eifel, ils disparaissent totalement.

Tous ces dépôts sableux ont toujours été rapportés à un événement transgressif unique en raison de leur réelle identité lithologique. Pourtant, cette dernière n'a en elle-même aucune

valeur d'argument. Le critère de la distribution régulière des restes sableux sur toute la bordure nord du massif n'a également qu'une valeur restreinte en tant qu'argument positif. Par contre, il doit probablement, là où il n'est pas satisfait, constituer un argument négatif d'un certain poids: c'est ainsi que l'on peut opposer, d'une part une vaste région occidentale où les dépôts sableux se suivent de proche en proche sans solution de continuité notable depuis l'Entre-Sambre-et-Meuse jusqu'aux sommets des Hautes Fagnes, et d'autre part les sables oligocènes du nord de l'Eifel, séparés des précédents par une large bande dépourvue de toute trace de sable, et comprise entre les failles de Laurensberg à l'ouest et de Feldbiss à l'est (fig. 1).

Enfin, l'argument décisif pour associer tous les sables considérés en une couverture unique est la similitude marquante de leur cortège de minéraux denses. Après les observations pionnières d'Anten (1920), celle-ci a été assise par Macar & De Magnée (1936) et confirmée à maintes reprises par des travaux ultérieurs: l'association des minéraux denses typique des sables oligocènes du massif inclut le disthène, le staurolite, l'andalousite, éventuellement la topaze et la sillimanite, et exclut les amphiboles, l'épidote et le grenat (sauf exception dans le Limbourg néerlandais pour ce dernier minéral). Cependant, j'ai déjà fait remarquer qu'au-delà d'une similitude à grands traits, on peut reconnaître dans les sables des différentes zones définies ci-dessus des variantes assez nettes (Demoulin, 1987). Une distinction claire peut être ainsi établie entre d'une part les sables des Hautes Fagnes et du nord de l'Eifel où, parmi les silicates de métamorphisme, l'andalousite occupe une place prépondérante ou au moins essentielle, et d'autre part les autres dépôts sableux, y compris ceux du Pays de Herve, où l'andalousite est tout à fait accessoire. L'interprétation de cette différence est très délicate: il faut en effet garder à l'esprit que la présence ou l'absence de minéraux caractéristiques permet des considérations d'ordre paléogéographique beaucoup plus que des corrélations stratigraphiques. Il est établi de longue date que, dans le Tertiaire des Pays-Bas, de Belgique et d'Allemagne occidentale, une association à minéraux paramétamorphiques correspond à des apports méridionaux et caractérise des dépôts proches du littoral (Edelman, 1938 et 1948; Müller, 1943; Tavernier, 1947). Mais on n'a jamais pris la peine d'observer qu'au sein de cette association la prédominance de l'andalousite (probablement d'origine ardennaise, peut-être localisée dans le massif cambro-ordovicien de Stavelot) est typique de dépôts tout à fait côtiers ou continentaux: sables oligocènes des Hautes Fagnes, Boldérien continental belge et

Tableau 1.- Spectre minéralogique des sables tertiaires du nord de l'Ardenne-Eifel et de leur avant-pays.

		zircon	tourmaline	rutile	staurolite	disthène	andalousite	topaze	sillimanite	grenat	épidote	corindon	anatase	brookite	spinelle	clinopyrox.	hornblende commune
Limbourg NL	Tongrien - Geulhem	15	30,5	24	11,5	10	1		*	*		1,5	6				
	- Ubachs	9	50,5	10,5	9	10,5	4				1,5	1	4				
	Miocène - Nievelstein	5,5	42,5	7	6,5	17	8,5	0,5	0,5	10	1,5						0,5
	- Heerlen	3,5	60	5	5,5	11,5	14,5			*	*						
Campine - Miocène		9	62,3	7,3	7,3	7,6	4,6	*			0,7		1		*		
P. Herve	nord - St Jean Sart	33	38	12	11	4	1						1				
	- Zevenwegen	38,5	20,3	24	8,3	8,3	*	*			*	*	*	*	*		
	- 3 Bornes	28,5	25,8	19,7	12,3	9,2	0,8			*			3,7	*	*		
	sud - Heuseux	33,3	24,3	14,6	7,6	14,6	4,3				*	*	1	*			
R. liégeoise	Rocourt (Tg)	17	54	4	10	9	4	1					1				
	Boncelles	30,4	46,2	8,2	4	6,2	2,8	1,4	*	*			0,2	*			
	Mons-lez-Liège	36,3	37,3	10	5,3	6,7	1,3	1	*	*	0,7						0,7
Hautes Fagnes	Cokaifagne	35,4	34,1	13,3	2,7	5,7	5,8	1,3			0,8	*	*				
	Spa 1	28,3	42	7,3	3	6,7	6,3	4,3			1,3		0,3				
	Spa 2	38,3	20	22,7	3,3	3,2	5,3	6			1		0,2				
	Solwaster	33	34,5	10,5	4	5	6	4			2		0,5	*			
	Konnerzvenn	57	24	9,5	1,5	4	2,5	1		*							
	B. Michel	54	26	11	1	2	5	1									
	grès 3 aire	63	8	8	1	1	3	1			1	1		3	1	5	
grès Weißer Stein		40	38,5	13		3	1	*				0,5	3				*
Eifel (Gressenich)		25	37	11	5,3	12,5	6,3	*	*	*		*	1,3	*		*	

formation (lignitifère) de Heksenberg du Limbourg néerlandais. L'andalousite, qui n'est bien représentée que dans une frange littorale de largeur restreinte, oblige ainsi à distinguer les sables de l'Eifel de ceux des Hautes Fagnes : les sables riches en andalousite du nord de l'Eifel correspondent à une côte située beaucoup plus au nord que celle qui existait lors du dépôt des sables des Hautes Fagnes. Par contre, au spectre minéralo-

gique littoral de ceux-ci peut être associé le spectre à andalousite pauvrement représentée des dépôts du Pays de Herve et de la région liégeoise, accumulés à une certaine distance du rivage de l'époque. Ainsi, le critère minéralogique et le critère de distribution vont dans le sens commun de la reconnaissance de deux couvertures oligocènes distinctes sur le nord de l'Ardenne-Eifel : d'un côté, les sables du nord de

l'Eifel, de l'autre ceux de la région occidentale allant du Pays de Herve et des Hautes Fagnes jusqu'à l'Entre-Sambre-et-Meuse vers l'ouest.

Cette distinction est par ailleurs confirmée par des données paléogéographiques qui ressortent des travaux de Müller (1943) dans le Limbourg néerlandais. En effet, les dépôts de sable marin tertiaire du nord de l'Eifel constituent le prolongement naturel sur la bordure du massif des sables des «Kölner Schichten» (Oligocène supérieur), dont la couverture continue de la Baie du Rhin inférieur est à proximité immédiate, particulièrement dans les petits grabens bordiers. Or, Müller a montré que, dans le sud du Limbourg néerlandais, l'Oligocène supérieur est absent à l'ouest de la faille de Feldbiss, soit qu'il n'y ait jamais été déposé, soit que, d'importance très restreinte, il ait été totalement érodé dès le Miocène inférieur. La mer de l'Oligocène supérieur, en provenance du nord-ouest, n'a donc évidemment pu recouvrir ni le Pays de Herve, ni encore moins le plateau des Hautes Fagnes. Lors de sa progression vers le sud dans la Baie du Rhin, elle était vraisemblablement limitée vers l'ouest par la faille de Feldbiss, au-delà de laquelle les blocs tectoniques, du Limbourg néerlandais aux Hautes Fagnes, constituaient déjà l'épaule soulevée en compensation de l'affaissement de la baie (et plus spécialement du graben de la Rur).

Si la distinction entre les sables de l'Eifel et ceux du nord de l'Ardenne est ainsi entérinée, il reste à déterminer l'âge des derniers. Les argiles plastiques d'Andenne qui, dans les poches de dissolution du Condroz, reposent toujours sur les sables marins tertiaires, ont livré une flore assez riche qui leur assigne un âge miocène inférieur, éventuellement oligocène supérieur (Gilkinet, 1922). Un âge néogène des sables est donc exclu, de même un âge oligocène supérieur, ainsi qu'il est démontré ci-dessus; les rapporter au Rupélien semble aussi peu justifié, pour deux raisons : la disposition de la couverture rupélienne du nord de la Belgique tend à indiquer pour cette époque une ligne de rivage orientée de l'ONO à l'ESE, qui s'écarte de 45° de la ligne des dépôts sableux du nord de l'Ardenne. De plus, aussi bien en Belgique que dans le Limbourg néerlandais (Kuyt, 1975), la couverture rupélienne s'avance moins loin vers le sud que celle du Tongrien. Etant donné qu'un âge éocène ou plus ancien est exclu pour les sables à minéraux paramorphiques du massif ardennais (les minéraux de métamorphisme n'apparaissent de façon significative dans les dépôts tertiaires qu'à partir de l'Oligocène; auparavant, les massifs pourvoyeurs sont probablement toujours masqués par une couverture mésozoïque, ou les voies d'acheminement des

produits de leur érosion vers le bassin de la mer du Nord ne sont pas encore tracées), leur appartenance au Tongrien marin semble s'imposer. Cette approche par élimination est de fait entièrement soutenue par plusieurs observations :

- dans un dépôt de sable oligocène à Oret, dans l'Entre-Sambre-et-Meuse, Soyer (1978) signale l'existence de passées ligniteuses qui ont fourni du matériel (kystes de dynophycées, spores et pollens) appartenant à l'Oligocène inférieur.

- les sables de Bonnelles et autres sables tertiaires de la région liégeoise sont très proches de dépôts d'âge tongrien assuré, situés à Rocourt, juste au nord de Liège. Par ailleurs, une ample littérature a démontré l'absence de valeur stratigraphique précise de la faune décrite à Bonnelles (Calembert, 1954; Alexandre, 1976); celle-ci était en outre conservée dans un niveau supérieur du gisement, et Fourmarier (1933), ainsi que Thibeau (1960) par la suite, ont insisté sur la distinction que l'on doit faire entre celui-ci et les sables sous-jacents.

les variations du spectre minéralogique des sables tongriens selon une ligne NNO-SSE s'étirant du Limbourg néerlandais aux Hautes Fagnes, et donc perpendiculaire au rivage de l'époque, s'accordent parfaitement avec ce que l'on sait de la provenance des divers minéraux constituants: du sud vers le nord, la composante littorale du spectre, d'origine méridionale, fait progressivement place à une composante probablement d'origine scandinave, caractéristique des dépôts accumulés vers le centre du bassin :

- Tongrien du Limbourg néerlandais : épidote - grenat (staurolite - disthène).
- extrémité sud de la couverture tongrienne : disthène - staurolite (andalousite - épidote).
- sables oligocènes du Pays de Herve : disthène - staurolite (andalousite).
- sables oligocènes des Hautes Fagnes : **andalousite** - disthène - staurolite.

Le bloc de grès du massif du Weisser Stein occupe dans ce schéma une position quelque peu équivoque : d'une part, son appartenance à la couverture tongrienne du nord de l'Ardenne ne fait aucun doute mais d'autre part, sa situation au coeur du massif apparaît en contradiction notoire avec l'idée d'un rivage tongrien sur le flanc nord du plateau des Hautes Fagnes. J'ai déjà discuté ce problème, posé dans une moindre mesure par le gisement sableux de la Baraque Michel (Demoulin, 1987), et la position élevée du grès du Weisser Stein satisfait à l'explication que j'en ai fournie, à savoir une avancée tardive et probablement peu durable de la mer tongrienne

vers l'intérieur du massif, après qu'elle ait longtemps été arrêtée par le versant septentrional de celui-ci, déjà individualisé dans le paysage paléogène.

EXTENSION DES TRANSGRESSIONS OLIGOCÈNES SUR L'ARDENNE-EIFEL

En guise de conclusion, je voudrais synthétiser brièvement les données relatives à l'extension des transgressions oligocènes sur l'Ardenne-Eifel.

Sur le flanc nord du massif existent les sables marins tongriens du plateau des Hautes Fagnes. Ils permettent de reconstituer une ligne de rivage qui a longtemps prévalu lors de la transgression (Demoulin, 1987), mais qui, à un certain moment, a été largement dépassée vers le sud puisque la mer tongrienne a accumulé des sédiments jusque sur le sommet du Weisser Stein. Vers l'est cependant, aucun dépôt de cette mer n'a été identifié au-delà de la faille de Laurensberg: les sables marins du nord de l'Eifel doivent être rapportés à l'Oligocène supérieur et le Tongrien inférieur est également manquant dans toute la partie méridionale du graben de la Rur. L'Eifel oriental ne recèle aucun sédiment oligocène marin. On n'y reconnaît pour cette époque, que des sables et graviers fluviatiles décrits par Kurtz (1932, 1938) et dénommés «cailloutis de Vallendar», par analogie avec des cailloutis semblables de la région de Coblenze (Mordziol, 1909): leur âge a récemment été fixé à la charnière Eocène-Oligocène (Löhnertz, 1978). D'autres dépôts continentaux oligocènes, un peu plus jeunes, sont encore répertoriés dans l'Eifel oriental: il s'agit d'argiles, auxquelles sont subordonnés des sables et graviers, occasionnellement silicifiés, qui ont été signalés par Schünemann (1958) dans les environs de Bonn-Bad Godesberg et par Ahrens (1929) dans la région au nord du Laacher See. Se basant sur des données de Pflug (1959), Meyer (1986) propose pour ces sédiments un âge oligocène moyen: selon lui, leur grande extension et leur faciès partout semblable suggèrent une aire de sédimentation uniforme et étendue, tournée vers le Bassin de Neuwied, où ils pourraient être corrélés aux argiles verdâtres de Maifeld, que Kadolsky (1975) a également datées de l'Oligocène moyen.

Le flanc sud du massif Ardenne-Eifel est parsemé sur toute sa longueur de nombreux blocs de quartzite tertiaire qui ont fait l'objet d'une littérature abondante. Connus depuis le 19^e siècle sur la bordure nord du Bassin de Paris (Barrois, 1879), ils ont ensuite été signalés par

Baeckeroot (1929) dans le Gutland luxembourgeois, au pied de l'Ardenne, ainsi que dans le Vordereifel. Toutefois, et suivi en cela par Lucius (1937), cet auteur leur attribuait erronément un âge aquitain (Miocène inférieur), et il faudra attendre Tricart (1949) pour que leur identité avec les sables stampiens de Fontainebleau soit mise en lumière. Cette identification a récemment trouvé confirmation dans les travaux de Kadolsky *et al.* (1983), au terme desquels il semble que, lors de l'Oligocène moyen, une incursion marine au départ du Bassin de Paris ait eu lieu en direction du Bassin de Neuwied, empruntant la zone déprimée correspondant à l'actuelle vallée mosellane. Cette incursion serait responsable du dépôt des sédiments à faune d'eaux saumâtres conservés dans la région d'Idenheim, au nord de Trèves, et dont les affinités sont nettes vis-à-vis du Stampien du Bassin de Paris et des argiles de Maifeld, dans le Bassin de Neuwied. Si on suit l'opinion de Meyer (1986), c'est également à cet événement que doivent être rattachés les dépôts continentaux de l'Eifel oriental. Cependant, Sonne & Weiler (1984) prétendent démontrer que l'extension sur l'Eifel d'une transgression rupélienne en provenance du Bassin de Mayence est beaucoup plus importante que ne le laissent supposer les éléments rapportés ci-dessus. Ces auteurs ont en effet décrit dans des dépôts remaniés au sein de deux maars quaternaires de l'Eifel, le Meerfelder Maar et le Dehner Maar, une série de microfossiles connus du Rupélien supérieur et du Chattien du graben du Rhin supérieur et du Bassin de Mayence. D'après eux, un remaniement éolien depuis ces régions peut être exclu et il faut supposer l'existence sur l'Eifel de restes pas encore découverts de sédiments marins rupéliens. Ces assertions trop peu étayées doivent toutefois être considérées avec la plus extrême réserve, ce me semble.

Enfin, la terminaison occidentale du massif paléozoïque a, comme le plateau des Hautes Fagnes, été submergée par la mer tongrienne. L'expression «massif paléozoïque» est employée ici à dessein car, dans cette région, l'Ardenne proprement dite n'a probablement pas été noyée et seul son avant-pays condrusien a préservé de nombreux témoins des sables tongriens (rappe-lons que c'est dans l'Entre-Sambre-et-Meuse que se trouve le seul élément de datation direct de ces sédiments). Contrairement à ce qui s'est passé plus à l'est, il paraît qu'ici la mer n'a pu à aucun moment dépasser le talus qui limitait vers le sud la surface paléogène du Condroz.

L'histoire des transgressions oligocènes sur l'Ardenne-Eifel peut donc être schématiquement condensée de la sorte: au cours du Tongrien, une mer s'avance sur le massif depuis le NNO et submerge la bordure nord de l'Ardenne. Elle

pénétrera momentanément au moins aussi loin que le Weisser Stein. Par contre, aucune trace de cette première avancée marine oligocène ne peut être décelée sur le versant sud du massif, et il semble qu'à cette époque, celui-ci était globalement basculé vers le nord. Au même moment, l'Eifel reste également émergé, par suite d'un soulèvement que l'on peut assimiler au mouvement préalable à l'effondrement de la Baie du Rhin inférieur. Lors du Rupélien, la situation semble inversée: le nord du massif est préservé de toute invasion marine alors que sa bordure sud en conserve d'évidentes traces. Cette transgression développée à partir du Bassin de Paris a vraisemblablement une origine eustatique, et son absence dans la partie nord de l'Ardenne-Eifel indique que, dès ce moment, la surrection de celle-ci est considérable. Vers l'est par contre, la subsidence de la Baie du Rhin inférieur et du Bassin de Neuwied est déjà amorcée, et l'Eifel oriental constitue une région basse à sédimentation surtout argileuse. Enfin, à partir du Chattien, le massif Ardenne-Eifel n'est plus concerné par aucune transgression et la mer qui s'avance jusqu'au fond de la Baie du Rhin inférieur ne fera qu'effleurer les contreforts de l'Eifel en bordure de celle-ci.

REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer ici ma plus sincère reconnaissance à M. W.M. Felder, du Bureau géologique de Heerlen (Service géologique des Pays-Bas) qui m'a fait découvrir sur le terrain le Tertiaire du Limbourg néerlandais et les problèmes inhérents à sa compréhension, et avec qui j'ai entretenu des discussions très enrichissantes à ce sujet. J'adresse également tous mes remerciements à la Fondation A. von Humboldt, sans le soutien de laquelle je n'aurais pu réaliser cette recherche, ainsi qu'au Professeur H. Bremer, qui m'accueille actuellement à l'Université de Cologne.

BIBLIOGRAPHIE

AHRENS, W., 1929. Das Tertiär im nördlichen Laacher-See-Gebiet. *Jb. preuss. geol. L.A.*, 50 (1): 322-370.

ALEXANDRE, J., 1976. Les surfaces de transgression exhumées et les surfaces d'aplanissement. *In: «Géomorphologie de la Belgique»*, coord. par A. Pissart, Liège: 75-92.

ANDERSON, H.J., 1966. Die Schichtenfolge des Tertiärs und Quartärs. *In: «Geologische und bergbauliche Uebersicht des Rheinischen Braunkohlenreviers»*, Brosch. 2. Frühjahrstag. dt. geol. Ges.,: 2-5.

ANTEN, J., 1920. Sur la présence de disthène, staurotide et andalousite dans les sables tertiaires des environs de Liège et de la Haute Ardenne. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 42: 186-192.

BAECKEROOT, G., 1929. Sur l'extension de la Pierre de Stonne dans le Grand-Duché de Luxembourg. *C.R. hebdom. séances Acad. Sci.*, 188: 804-805.

BARROIS, Ch., 1879. Sur l'étendue du système tertiaire inférieur dans les Ardennes. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 6: 340-376.

BROU, W. & BROU, M., 1988. Les mégalithes de Gaule-Belgique - Nos pierres et leur légende. éd. techn. et scientif., Bruxelles, 317 p.

BOURGUIGNON, P., 1954. Les sables des Hautes Fagnes. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 7: B201-241.

BUURMAN, P., 1972. Paleopedology and stratigraphy on the Condrosian penepain (Belgium), with a reconstruction of a paleosol. thèse sc. agron., Ldbouwshsc. Wageningen, 67 p.

CALEMBERT, L., 1954. Les formations tertiaires de la Haute Belgique. *In: «Prodrome d'une description géologique de la Belgique»*, Liège: 510-532.

DEMOULIN, A., 1987. Les sables oligocènes du plateau des Hautes Fagnes: une synthèse. *Bull. Soc. belge Géol.*, 96 (1):81-90.

DEMOULIN, A., 1988. Une retombée volcanique d'âge tertiaire sur le plateau des Hautes Fagnes. *Bull. Soc. belge Géol.*, 97(1): 29-34.

DESTINEZ, P., 1909. Comparaison de la faune de Boncelles avec celle de l'Oligocène de Westphalie. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 36: M47-50.

EDELMAN, C.H., 1938. Samenvatting van de resultaten van vijf jaar sediment-petrologisch onderzoek in Nederland en aangrenzende gebieden. *Tijdschr. kon. nederl. aardrijksk. genootsch.*, 55 (3): 397-431.

EDELMAN, C.H., 1948. Samenvatting van nieuw resultaten van het sediment-petrologisch onderzoek in Nederland en aangrenzende gebieden. *Tijdschr. kon. nederl. aardrijksk. genootsch.*, 65 (6): 753-780.

FOURMARIER, P., 1930. Observations sur l'âge des dépôts Onx de la carte géologique au 40.000e dans la région de Liège. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 54: B274-287.

FOURMARIER, P., 1933. Observations nouvelles sur les dépôts tertiaires des environs de Liège. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 57: B178-189.

GILKINET, A., 1922. Plantes fossiles de l'argile plastique d'Andenne. *Ann. Soc. géol. Belg.*, Mém. 4: 23-40.

GIROLIMETTO, F., 1982. L'origine des dépôts cénozoïques «Om» et «On» à l'ouest de la Meuse de Dinant. *Bull. Soc. géogr. Liège*, 18: 49-57.

GLIESE, J., 1971. Fazies und Genese der Kölner Schichten (Tertiär) in der südlichen niederrheinischen Bucht. *Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln*, 19: 1-91.

HAGER, H., 1980. Tertiär. *In: Erläuter. der geol. Karte der nördl. Eifel 1:100.000 (geol. L.A. Nordrh. Westf.)*: 89-97.

HAGER, H., 1981. Das Tertiär des rheinischen Braunkohlenreviers. *Ergebnisse und Probleme. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 29: 529-563.

KADOLSKY, D., 1975. Zur Paläontologie und Biostratigraphie des Tertiärs im Neuwieder Becken. *Decheniana*, 128: 113-137.

KADOLSKY, D., LOEHNERTZ, W. & SOULIE-MAERSCH, I., 1983. Zur Paläontologie und Geologie fossilführender Hornsteine der S-Eifel (Oligozän - Rheinisches Schiefergebirge). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 166: 191-217.

KURTZ, E., 1932. Die Spuren einer oberoligozänen Mosel von Trier bis zur Kölner Bucht. *Z. dt. geol. Ges.*, 83: 39-58.

KURTZ, E., 1938. Herkunft und Alter der Höhenkiese der Eifel. *Z. dt. geol. Ges.*, 90: 133-144.

KUYL, O.S., 1975. Lithostratigraphie van de Mio-Oligocene afzettingen in Zuid-Limburg. *Toelicht. Geol. Overzichtskt. Nederland 1:600.000 (Rijks Geol. Dienst)*: 56-83.

LOEHNERTZ, W., 1978. Zur stratigraphischen Einordnung der tertiären Flussablagerungen der Vordereifel. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 156 (2): 180-206.

LUCIUS, M., 1937. Die Geologie Luxemburgs in ihren Beziehungen zu den benachbarten Gebieten. *Publ. du Serv. de la carte géol. de Lux.*, 1: 176 p.

MACAR, P., 1954. L'évolution géomorphologique de l'Ardenne. *Bull. Soc. roy. belge Géol.*, fasc. 3-4, 78e ann.: 1-23.

MACAR, P. & DE MAGNEE, I., 1936. Données nouvelles sur les sables des Hautes Fagnes. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 59: B263-288.

- MEYER, W., 1986. Geologie der Eifel. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandl., Stuttgart, 614 p.
- MORDZIOL, C., 1909. Ueber das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. *Jb. kgl. preuss. geol. L.A.*, 29: 348-429.
- MUELLER, J.E., 1943. Sedimentpetrologie van het dekgebirge in Limburg. *Meded. geol. Sticht.*, sér. C-II-2, n° 2, Maastricht, 78 p.
- PFLUG, H., 1959. Die Deformationsbilder im Tertiär des rheinisch-saxonischen Feldes. *Freib. Forsch.-H.* C 71, 110 p.
- QUITZOW, H.W., 1971. Tertiär. *Der Niederrhein, Zeitschr. f. Heimatpf. u. Wandern*, 38e ann., 3: 101-103.
- RUTOT, A., 1907. Un grave problème : une industrie humaine datant de l'époque oligocène. Comparaison des outils avec ceux des Tasmaniens actuels. *Bull. Soc. belge. Géol.*, 21: 439-482.
- RUTOT, A. & VANDEN BROECK, E., 1891. De l'extension des sédiments tongriens sur les plateaux du Condroz et de l'Ardenne. *Bull. Soc. belge Géol.*, 2: 9-25.
- SCHUENEMANN, H.W., 1958. Zur Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs und Altpleistozäns am Südrand der Niederrheinischen Bucht. *Fortschr. Geol. Rheinld u. Westf.*, 2: 457-472.
- SONNE, V. & WEILER, H., 1984. Die detritischen alttertiären (oligozänen) Faunen- und Florenelemente in den Sedimenten des Meerfelder Maars. *IV: Irion, G. & Negendank, J.F.W. (ed.), Das Meerfelder Maar - Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte eines Eifelmaars. Courr. Forschungsinst. Senckenberg*, 65: 87-95.
- SOYER, J., 1978. Les sables tertiaires de l'Entre-Sambre-et-Meuse condrusien. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 101: 93-100.
- TAVERNIER, R., 1947. Aperçu sur la pétrologie des terrains post-paléozoïques de la Belgique. *In: La géologie des terrains récents dans l'ouest de l'Europe*, Hayez, M. (ed.), Bruxelles: 69-90.
- THIBEAU, M., 1960. Contribution nouvelle à l'étude géologique des lambeaux tertiaires de la région de Bonnelles. Mém. (ing.-Géol.), inédit, conservé à l'Univ. Liège, 44 p.
- TRICART, J., 1949. La partie orientale du Bassin de Paris. Etude morphologique. T. 1 SEDES, Paris, 210 p.
- VELGE, G., 1909. Les sables fossilifères de Bonnelles. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 36: M41-44.
- VOISIN, L., 1981. Analyse géomorphologique d'une région-type: l'Ardenne occidentale. T. 2, serv. de reprod. des thèses, Univ. Lille III: 499-883.