

Les silicifications tertiaires de la bordure nord de L'Ardenne et du Limbourg méridional (Europe NO)

par

ALAIN DEMOULIN, Köln¹

avec 2 figures

Zusammenfassung. Die Untersuchung der tertiären Silifizierungen in den Nordardennen und Südlimburg führte zur Unterscheidung von zwei Typen. Der erste wird nur im östlichen Teil Limburgs in Zusammenhang mit Braunkohlen beobachtet. Er besitzt keine klimatische Bedeutung und wurde als Verwitterungsprodukt eines sauren und reduzierenden Milieus unter den Braunkohlen während des Mittelmiozäns gebildet. Der zweite Typ ist über das ganze Untersuchungsgebiet verteilt. Der Verfestigungsgrad des Gesteins ist sehr hoch, und die sekundäre Silika tritt vor allem als Quarzanwachsungen auf. Dieser Silifizierungstyp entwickelte sich im Schwankungsbereich des Grundwasserspiegels in den Muldentälern der tertiären Altflächen unter einem warmen Klima und mit einer langen jahreszeitlichen Trockenheit. Man kann mindestens drei, vielleicht fünf Bildungsperioden für solche Silifizierungen während des Oligozäns und des Neogens finden. Gleiche Quarzite werden auch anderswo in NW-Europa (Südengland, Nordfrankreich) gefunden. Ihr Vorhandensein könnte mit kreidezeitlichen und tertiären, feuersteinreichen Ablagerungen verbunden sein, die auch dann reich Silika liefern, wenn das Klima nur eine geringe chemische Verwitterung erlaubt.

Summary. The study of Tertiary silicifications in North-Ardenne and South-Limburg enables to distinguish two types. The first one is only found in East-Limburg, in relation with lignites. It has no climatic significance, and represents the weathering product of an acid and reducing environment under the lignites during the middle Miocene. The second type is distributed all over the studied area. It's a very cohesive rock, where the secondary silica appears generally as quartz overgrowths. This silicification type is elaborated in relation with the belt of fluctuation of the groundwater in the valleys of the Tertiary planation surfaces, under a warm climate with a long dry season. One recognizes at least three, perhaps five periods of such silicification during the Oligocene and the Neogene. Similar quartzites are also known in other parts of NW-Europe (South-England, northern France), and their existence could be related to the proximity of chalk, or Tertiary sediments with numerous flints, that represent an important source of silica, even under a climate with restricted chemical weathering.

Résumé. L'étude des silicifications tertiaires du nord de l'Ardenne et du Limbourg méridional permet d'en distinguer deux types. Le premier type s'observe uniquement dans l'est du Limbourg, en relation avec la présence de lignites. Il est sans signification climatique et constitue le produit d'une altération en

¹ Boursier de la fondation A. von Humboldt.

milieu acide et réducteur sous les lignites au Miocène moyen. Le second type est distribué sur l'ensemble de la région étudiée. Il s'agit d'une roche très cohérente où la silice secondaire adopte surtout la forme de quartz de nourrissage. Ce type de silicification se développe dans les fonds de vallées des surfaces tertiaires, sous un climat chaud à longue saison sèche, au niveau de la zone de battement de la nappe. On repère au moins trois, peut-être cinq, époques d'élaboration de telles silicifications au cours de l'Oligocène et du Néogène. Des quartzites équivalents sont connus ailleurs en Europe nord-occidentale (sud de l'Angleterre, nord de la France), et leur existence pourrait être liée à la proximité de dépôts crétacés ou tertiaires riches en silice, constituant une source importante de silice, même sous un climat limitant plutôt l'altération chimique.

1 Introduction

Des silicifications tertiaires ont fréquemment été reconnues comme telles sur la bordure nord de l'Ardenne depuis le début du siècle (LEDOUX 1911, ANTEN 1927, RENIER 1928, DE MAGNEE & MACAR 1936). Semblables observations existent aussi dans l'Eifel, notamment dans ses parties méridionale (HUMMEL 1920, BAECKEROOT 1929, KADOLSKY et al. 1983) et orientale (AHRENS 1929, SCHÜNEMANN 1958), mais également en bordure de la baie du Rhin inférieur (TEICHMÜLLER 1958). Malheureusement, les auteurs qui les ont signalées se sont généralement contentés d'en fournir une description plus ou moins précise, au mieux se sont-ils exprimés sur l'époque de formation de ces silicifications, mais ils n'ont presque jamais envisagé leur mode de formation et les conditions nécessaires à leur développement. Il en va un peu autrement dans le sud du Limbourg néerlandais, où des quartzites tertiaires identiques à ceux qui sont disséminés sur le massif ardennais sont présents en grand nombre. Leur étude a fait l'objet d'une publication par VAN DEN BROEK & VAN DER WAALS (1967) qui, étoffant des observations déjà rapportées par BAKKER & LEVELT (1964), associaient les silicifications à l'élaboration de paléosols (en l'occurrence des latosols et des sols podzoliques rouges et jaunes) sur une pénéplaine unique dont le façonnement aurait pris fin au terme du Tertiaire. Selon eux, ces silicifications, qui affectent indifféremment les formations crétacées et tertiaires du substratum et le manteau de débris de dénudation voilant la pénéplaine, se seraient poursuivies tout au long du Tertiaire, et jusqu'au Pliocène, dans un environnement humide, tropical à subtropical. Celui-ci leur semble indispensable pour expliquer les quantités de silice libérée, mais ils admettent toutefois qu'une courte sécheresse soit éventuellement nécessaire à la formation des concrétions siliceuses. Par la suite, RIEZEBOS (1974) étudie des sables miocènes légèrement silicifiés du Limbourg. Ces indurations siliceuses constituent un cas particulier: elles sont développées sous des niveaux ligniteux, et RIEZEBOS leur reconnaît en conséquence un façonnement en milieu continental, sous couvert végétal luxuriant. Dans une discussion quelque peu confuse, il invoque la nécessité d'une séquence inondation - drainage - évaporation des eaux interstitielles pour permettre la silicification, ce qui lui suggère soit un climat à périodes alternativement humides et sèches, soit une influence des mouvements de marée. Il conclut en proposant une formation au niveau de la zone de battement de la nappe. Enfin, j'ai, dans une première approche des silicifications du plateau des Hautes Fagnes (fig. 1), dans le nord de l'Ardenne, admis leur élaboration dans les vallées peu profondes des surfaces d'érosion tertiaires, sous un climat plutôt sec, au niveau de la zone de décharge de la nappe (DEMOULIN 1989a).

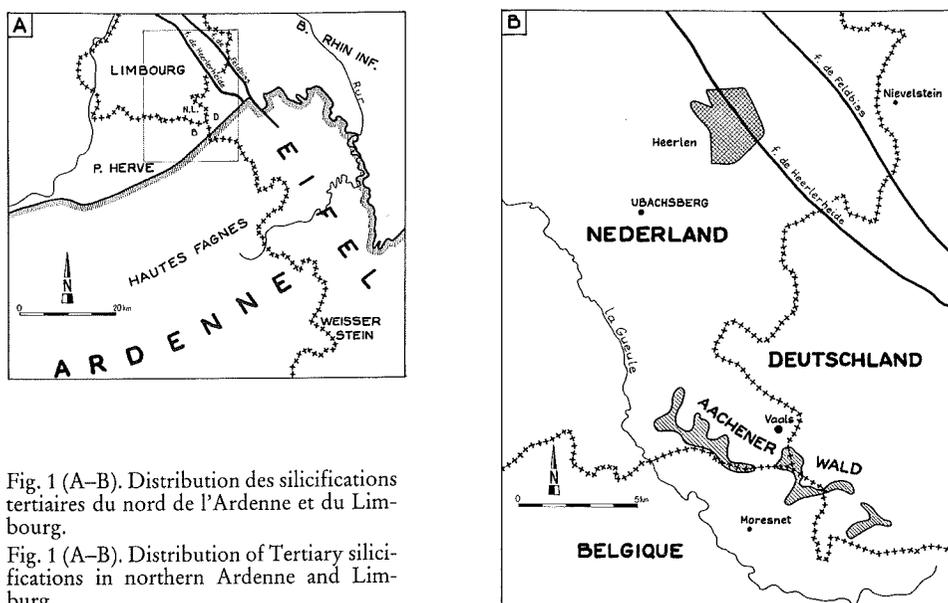


Fig. 1 (A-B). Distribution des silicifications tertiaires du nord de l'Ardenne et du Limbourg.

Fig. 1 (A-B). Distribution of Tertiary silicifications in northern Ardenne and Limbourg.

Il est clair cependant que seule une étude plus large des silicifications de nos régions permettra d'en mieux saisir le mode de formation et la signification. C'est dans ce sens que cet article se propose de considérer les nombreuses silicifications recensées au nord de l'Ardenne et dans le Limbourg, afin de dégager les caractères climatiques, morphologiques et géochimiques du milieu dans lequel elles se sont formées.

Ceux-ci sont en effet encore très controversés, malgré une nette tendance actuelle à souligner l'importance de l'humidité du climat dans la genèse des silcrètes (PARRON et al. 1976, WOPFNER 1978, 1983; THIRY 1978, 1981; YOUNG 1985). Toutefois, ainsi que l'ont déjà noté DURY & HABERMANN (1978), la reconnaissance de l'environnement favorable aux silicifications doit se faire autant par l'intermédiaire d'éléments extérieurs au processus de la silicification que par la compréhension de ce dernier. En effet, ce processus, pour lequel on peut distinguer les questions de l'origine de la silice, du type de trajet qu'elle parcourt et des raisons de son immobilisation, n'est pas encore totalement éclairci, loin s'en faut, et sa compréhension doit elle-même s'aider, outre de la nature des silicifications, des reconstitutions environnementales indépendantes, obtenues par d'autres arguments. Il est clair également que des silicifications de types différents peuvent suggérer des milieux et des modes de formation variés. Enfin, dans le cadre des travaux récents menés surtout en France, mais aussi en Grande-Bretagne, sur les silicifications d'Europe nord-occidentale et leurs époques de formation, je proposerai une datation approximative des quartzites tertiaires du nord de l'Ardenne et du Limbourg déduite essentiellement de leur relation à la morphologie.

2 *Les grès et quartzites tertiaires au nord de l'Ardenne*

Depuis le plateau des Hautes Fagnes jusqu'à la région de Heerlen-Kerkrade, dans le Limbourg, les grès et quartzites tertiaires du nord du massif ardennais et de son avant-pays se présentent sous des faciès fort divers. Dès l'abord, il paraît que l'on peut différencier parmi eux deux types, dont de nombreux caractères s'opposent: forme des indurations, épaisseur, cohérence, nature des matériaux associés, ... Le premier type est à l'exemple des très connus quartzites de Nievelstein, à la frontière germano-hollandaise (fig. 1B); quant au second, il trouve son image dans les blocs de quartzite tertiaire des plateaux des Hautes Fagnes et de Herve (fig. 1).

2.1 *Le type Nievelstein*

Ce type de silicification s'observe dans les sables miocènes du Limbourg. Il affecte exclusivement les sables blancs déminéralisés, d'excellent classement et de maturité minéralogique extrême, et ne concerne nullement les niveaux plus argileux, ou micacés, ou glauconifères. Cette prédilection pour les sables déminéralisés est en relation évidente avec le fait que ces silicifications sont toujours associées à des niveaux ligniteux, qui les surmontent. Cependant, quoique la zone indurée se trouve dans la partie supérieure des sables blancs situés sous les lignites, il est rare qu'elle touche directement aux lignites. On observe généralement entre deux la présence d'un niveau de sable blanc resté meuble, sur une épaisseur de quelques décimètres à un mètre. Dans le Limbourg néerlandais, on rencontre de telles silicifications à Nievelstein et au nord d'Heerlen (fig. 1B), mais GULINCK (1961) en a signalé de semblables à Opgrimbie et Mechelen/Maas, dans le Limbourg belge, et les indurations siliceuses observées occasionnellement sous les lignites de la baie du Rhin inférieur (WOPFNER 1983, KOTHEN et al. 1989) appartiennent à la même famille. Par contre, il n'est plus possible actuellement de préciser si les grès erratiques du Limbourg belge (GULINCK 1961), également constitués aux dépens des sables miocènes, sont assimilables à ce type d'induration siliceuse.

La répartition de ces silicifications semble à première vue tout à fait aléatoire. Elle est indépendante de la morphologie actuelle, et aucune relation à une morphologie héritée n'apparaît. De même, si les quartzites du type Nievelstein sont toujours associés à des lignites, qui évoquent l'existence de marais côtiers dans ces contrées au Miocène, ils ne sont développés que ponctuellement et n'existent guère partout où les lignites sont présents. Leur extension latérale est généralement de quelques dizaines, au mieux d'une centaine de mètres. Toutefois, une coïncidence curieuse semble exister entre la présence des quartzites et le passage de failles: à Nievelstein, la carrière où ils sont exposés est à proximité immédiate de la faille de Feldbiss, et est recoupée par une faille d'importance seconde; à Heerlen, les quartzites sont développés sur la lèvres orientale affaissée de la faille de Heerlerheide, directement à partir du plan de faille.

Les silicifications du type Nievelstein, de la même couleur blanche que le sédiment qu'elles affectent, se présentent généralement en bancs, quoique dans la baie du Rhin inférieur, elles adoptent parfois des formes bulbeuses (WOPFNER 1983). Elles atteignent fréquemment des épaisseurs de l'ordre de 5 à 10 m (12 m à Nievelstein), et KOTHEN et al. (1989) signalent la présence de sables dunaires silicifiés sur une épaisseur de 50 m dans le Miocène de la baie du Rhin inférieur. On n'y distingue aucune

différenciation verticale en profil et leurs surfaces sommitale et basale, toujours nettement tranchées, sont fort régulières, avec des ondulations à peine esquissées. Si la masse indurée est ainsi fort importante, le degré d'induration reste par contre relativement faible: ces silicifications ont toujours une cohérence faible à moyenne, et elles résistent peu au choc du marteau, lorsqu'elles ne s'effritent pas tout simplement. A Heerlen, on observe dans le mètre supérieur de la zone silicifiée de très nombreuses traces verticales de passages de racines, de diamètre compris généralement entre 2 et 5 mm, constituant un chevelu racinaire relativement dense. Ces passages apparaissent maintenant partiellement ou totalement comblés d'un sable dont le degré d'induration est identique à celui de la masse sableuse environnante. De semblables traces de racines au sein des silicifications sont aussi décrites par GULINCK (1961) dans le Limbourg belge.

Les observations en lames minces montrent un grès à grain moyen, presque exclusivement quartzeux, dont le classement est excellent. La silice secondaire y apparaît sous la forme unique de quartz de nourrissage sur les grains de quartz détritiques. Elle réalise une cimentation faible du sédiment par soudure des grains à leurs points de contact. Toutefois, la porosité du grès reste très élevée. (RIEZEBOS (1974) a mesuré porosités respectives de 33 et 29% pour les silicifications de Heerlen et Mechelen/Maas.) Aucune figure de corrosion des grains de quartz n'est apparente. Aucune trace d'argile ne peut non plus être relevée et les oxydes de fer et de titane sont de même totalement absents. Seule la partie supérieure de la zone silicifiée, à Nievalstein, est colorée par les oxydes de fer ayant percolé récemment au travers des dépôts surincombants d'une terrasse de la Meuse. Dans certains cas où la cohérence de la roche est quelque peu meilleure, il apparaît qu'elle ne résulte nullement d'une cristallisation plus importante de silice secondaire, mais simplement d'une porosité initiale réduite, en raison d'un moins bon classement du sable, de telle manière que les surfaces par lesquelles les grains voisins sont soudés entre eux sont nettement plus étendues. L'étude des minéraux opaques conservés au sein des sables silicifiés atteste les conditions réductrices marquées qui ont déterminé la déminéralisation du sédiment avant son induration: pas trace de magnétite, quelques squelettes en treillis de rutile comme seuls témoins des ilménomagnétites originelles, et une majorité de leucoxènes cristallins et de rutilés secondaires alors que les ilménites fraîches sont rarissimes. Même les quelques grains de chromite présents sont fortement corrodés. A ce tableau viennent enfin s'ajouter de rares traces de marcassite, presque totalement oxydées, qui soulignent le lien entre cette évolution du sédiment et la présence par-dessus d'un milieu marécageux générateur de lignite. Toutefois, dans un passé plus récent, les conditions réductrices ont cédé le pas à un milieu oxydant dont les effets se traduisent par l'oxydation des sulfures précédemment formés mais aussi par celle d'une partie du rutile en petites tablettes d'anatase authigène. Deux remarques s'imposent à propos des minéraux opaques de ce type de silicification: tout d'abord, il n'y a aucun rapport entre les concentrations absolues en titane de certains silcrètes australiens (YOUNG 1985), africains (SUMMERFIELD 1983a) ou français (THIRY 1981) et l'évolution décrite ci-dessus pour la parcimonieuse fraction titanée (moins de 0,05%) du sédiment. En second lieu, l'évolution géochimique enregistrée par les oxydes ferro-titanés est rigoureusement identique dans la zone silicifiée et le sable blanc meuble environnant.

2.2 *Le type Hautes Fagnes*

Les silicifications du type Hautes Fagnes affectent des sédiments d'âges et de natures fort divers. Nous laisserons de côté les assez rares craies silicifiées du Crétacé supérieur pour ne considérer ici que l'induration de matériaux sableux et conglomératiques. Parmi ceux-ci, les sables aachenien, oligocènes et miocènes de la région sont indifféremment concernés, mais également des conglomérats à silex, roulés ou non, et matrice sableuse, probablement d'âge oligocène, ainsi que quelques blocs d'un conglomérat vraisemblablement pliocène, à silex peu émoussés et cailloux de quartz bien roulés. Ces silicifications s'observent sur toute l'étendue de la région considérée, mais sont particulièrement nombreux dans le Limbourg néerlandais et le nord du pays de Herve. Quelques sites sont également connus sur le plateau des Hautes Fagnes et tout récemment, un bloc de quartzite tertiaire de ce type vient d'être décrit sur le massif du Weisser Stein (fig. 1), au coeur de l'Ardenne-Eifel (DEMOULIN 1989b). Ce sont encore des quartzites de même nature qui sont connus dans l'Eifel oriental (AHRENS 1929, SCHÜNEMANN 1958). Malheureusement, ces silicifications ne peuvent jamais être observées en place; même si leur remaniement est minime, elles constituent au mieux les restes abandonnés sur place, après érosion des sédiments meubles dans lesquels elles s'étaient formées. En un seul endroit, à Moresnet (fig. 1B), elles ont pu être vues jadis in situ: elles apparaissaient en bancs assez étendus, développés en surface et totalisant une épaisseur d'environ 4 m (FELDER, communic. orale).

Les sites où sont éparpillés les quartzites du type Hautes Fagnes semblent au premier abord très variables. Sur le massif ardennais, on les retrouve principalement dans des vallons largement évasés, hérités de la morphologie tertiaire. Ils y sont certes fréquemment inclus dans des coulées pierreuses, mais certains d'entre eux n'ont visiblement pu être l'objet que de déplacements restreints. Dans le pays de Herve et le Limbourg, on rencontre quelques blocs de quartzite sur les sommets des plateaux, notamment sur l'Aachener Wald ou l'Ubachsberg (fig. 1B), mais leur concentration est nettement plus importante sur les flancs de ceux-ci. Il semble que, sur la surface des plateaux, la majorité des blocs soient encore masqués dans les dépôts superficiels. Mais il existe également des champs de blocs de quartzite répandus sur des surfaces néogènes, développées en contrebas des plateaux. Tel est le cas surtout dans le bassin de la Gueule, à l'est du pays de Herve. Enfin, quantité de quartzites tertiaires sont actuellement repris dans des dépôts de pente quaternaires ou gisent au fond des petits ruisseaux qui sillonnent le pays.

Ces quartzites se présentent généralement en blocs de dimensions imposantes (jusqu'à 20 m³) et aux formes mollement mamelonnées. Ils constituent probablement les parties les plus résistantes de bancs silicifiés semblables à ceux existant à Moresnet: ils ont subsisté après le démantèlement des bancs par désagrégation se propageant le long de joints verticaux, ainsi que le décrit très bien VON FREYBERG (1926) pour des champs de blocs de quartzite tertiaire d'Allemagne centrale. Plus rarement, leur nature concrétionnaire est évoquée par une remarquable surface botryoïdale, typique des «Knollensteine» d'Allemagne (VON FREYBERG 1926). L'épaisseur moyenne des blocs est de l'ordre de 1 m mais on observe occasionnellement des blocs épais de 2,5 m. La roche est un quartzite à grain moyen, relativement homogène mais dans lequel apparaissent fréquemment des gravillons quartzeux plus ou moins roulés, isolés ou en lentilles. Sa couleur blanc-gris, résultant d'une déminéralisation préalable

plus ou moins poussée du sédiment, est parfois altérée superficiellement en jaune, orange ou brun par de faibles imprégnations d'oxydes de fer ou la présence d'un peu de matières organiques. Ce type de quartzite est le plus souvent d'une extrême cohérence, sauf altération ultérieure. En un seul site (Vaals, fig. 1B), des traces indubitables de racines ont pu y être décelées. Par ailleurs, lorsque la silicification a affecté des sables aacheniens, elle englobe quelquefois des nodules décimétriques plus résistants, pouvant être alignés en bancs suivant la stratification originelle du sédiment: ces nodules correspondent à des noyaux de silicification très précoce, qui sont fréquents dans la masse des sables aacheniens. Les niveaux de silicification tertiaire par contre ne suivent pas nécessairement la stratification du sédiment; ils la prennent parfois en écharpe selon un angle correspondant approximativement à celui que forme avec elle la surface sur laquelle ils sont développés. Enfin, en divers endroits on observe des blocs sur lesquels courent des sutures resiliées: celles-ci marquent parfois l'emplacement de joints dans le banc silicifié, qui ont été comblés ultérieurement de silice secondaire. Dans certains cas cependant, l'allure en anastomoses de sutures larges de quelques millimètres parcourant la surface supérieure de la zone indurée suggère plutôt le remplissage par de la silice secondaire de fentes de dessiccation dans un matériau déjà partiellement induré.

Au point de vue micromorphologique, on peut distinguer parmi les quartzites du type Hautes Fagnes deux groupes, qui ont toutefois pour caractère commun une porosité très faible ou même quasi nulle. Le premier concerne des sables très bien classés et presque exclusivement quartzeux, auxquels la silicification confère une structure quartzitique typique. La seule forme adoptée par la silice secondaire est le quartz de nourrissage, qui a fini par envahir la presque totalité des pores, donnant ainsi en lame mince l'image d'une mosaïque serrée de grains de quartz aux faces cristallines. On n'y observe aucune trace de corrosion des quartz. Le second groupe reprend des sédiments moins évolués, où le sable, moins bien classé, inclut une fraction silteuse non négligeable et où il comprend encore, à côté des grains de quartz détritiques, de nombreux grains de roches, principalement des silex. Dans ce cas, la silicification a procédé également par développement d'auréoles de quartz de nourrissage sur les grains du sable, mais il existe en outre des plages et des interstices occupés par une mosaïque de petits cristaux de quartz, de taille généralement inférieure à 40 μm . Ceux-ci sont comparables à ce que SUMMERFIELD & WHALLEY (1980) décrivent sous le terme de microquartz pour certains «sarsens» (silicifications) du sud de l'Angleterre, et ici aussi leur origine est douteuse: s'agit-il de particules silteuses détritiques agrandies d'auréoles d'accroissement, ou de microquartz authigène augmenté progressivement par dissolutions et reprécipitations successives (THIRY & MILLOT 1987)? Seules quelques zones témoignent avec certitude de la précipitation de microquartz authigène: elles montrent une imbrication de particules très petites et régulières de quartz, de taille de l'ordre de 5 μm , qui voisinent avec des figures de corrosion sur les gros quartz détritiques et sur leurs auréoles de quartz de nourrissage. Ce type micromorphologique est aussi très proche des quartzites tertiaires de l'Éifel oriental décrits par AHRENS (1929): sédiment mal trié, quartz de nourrissage et microquartz, corrosion des quartz, à la différence qu'ici, le ciment siliceux microcristallin ne semble pas avoir remplacé une matrice argileuse, dont aucun indice ne signale l'existence.

Quant aux informations livrées par l'étude des minéraux opaques au sein des quartzites du type Hautes Fagnes, je les ai déjà discutées précédemment (DEMOULIN 1989a). L'état des oxydes ferro-titanés souligne tout d'abord la phase réductrice qui a généralement affecté les sables lors de la diagenèse précoce. Cette réduction initiale est toutefois notablement moins intense que celle observée pour les sables miocènes où sont développées les silicifications du type Nievelstein. Ensuite, on retrouve les traces d'une évolution sub-aérienne en conditions oxydantes et probablement très acides (entraînant une relative mobilité du titane) qui ont provoqué un lessivage et une déminéralisation plus ou moins poussés des sédiments. Cette évolution caractérise spécialement les quartzites du massif ardennais et des sommets du Limbourg, tandis que les silicifications conservées sur les surfaces inférieures touchent des matériaux moins altérés. Enfin, l'observation de minéraux volcaniques remarquablement frais inclus dans plusieurs blocs de quartzite sur le plateau des Hautes Fagnes (DEMOULIN 1988) a été confirmée par une trouvaille similaire dans un quartzite tertiaire du Limbourg néerlandais: il s'avère donc que l'altération du sédiment fut bel et bien antérieure à son induration.

3 *Mode et conditions de formation des silicifications*

M'écartant de l'opinion de VAN DEN BROEK & VAN DER WAALS (1967), qui proposaient un modèle unique pour l'élaboration de toutes les silicifications du Limbourg néerlandais, divergeant également des conclusions de VON FREYBERG (1926) qui voyait dans les quartzites tertiaires associés aux lignites une manifestation atténuée mais identique dans son essence aux silicifications plus largement développées en bordure des bassins tertiaires d'Allemagne centrale, je crois devoir envisager de manière indépendante les conditions et le mode de formation de deux types de quartzites décrits ci-dessus, qui se distinguent par nombre de traits, à commencer par leurs conditions de gisement. Les éventuels points de convergence seront examinés par la suite s'il y a lieu.

3.1 *Formation des quartzites de Nievelstein*

La nature des sables miocènes du Limbourg, déposés dans un environnement marin littoral et soumis à des émergences occasionnelles, lors desquelles s'accumulèrent des matières organiques en milieu marécageux (JONG & VAN DER WAALS 1971), suggère une induration dans les zones basses du paysage, où la végétation est abondante et la nappe plus ou moins affleurante. Ces constatations ont amené RIEZEBOS (1974) à proposer une silicification liée à la zone de battement de la nappe dans ces marais côtiers. Pour lui, la précipitation de la silice sous forme de quartz aurait pu être assez rapide, en raison de la multiplication de microirrégularités sur la surface des grains de quartz, dues à l'abrasion éolienne ou à des cassures d'origines diverses, et favorable à la précipitation. Cependant, la cimentation plutôt incomplète du sédiment indiquerait une induration de courte durée, conséquence d'une évolution rapide du paysage. Ces propositions sont malheureusement loin de rendre compte de l'ensemble des faits. Tout d'abord, les quartzites du type Nievelstein ne sont nullement généralisés dans ces milieux marécageux où se sont développés les épais dépôts ligniteux de la région et RIEZEBOS ne suggère aucune explication de leur extension très localisée.

Mais surtout, il semble exister une contradiction flagrante entre la proximité d'un littoral marécageux et un battement saisonnier de la nappe de l'orde de 10 à 12 m, tel qu'il devrait être conçu à Nievelstein dans l'hypothèse de RIEZEBOS.

WOPFNER (1983) a pour sa part formulé une tout autre explication pour les quartzites tertiaires de la baie du Rhin inférieur, semblables à ceux de Nievelstein. Il considère que ceux-ci se sont formés dans un environnement de plaine deltaïque sous climat humide tropical ou subtropical: la kaolinisation du substratum aurait libéré la silice des feldspaths et autres silicates, puis les conditions acides et réductrices du milieu auraient permis la fixation de la silice libérée ainsi que du titane, alors que tous les autres éléments étaient évacués. En effet, un pH inférieur à 4 a pour conséquence que l'aluminium est beaucoup plus soluble que la silice, et le caractère réducteur du milieu permet quant à lui le départ du fer. Toutefois, ce modèle a initialement été proposé pour des silcrètes australiens (WOPFNER 1978) et son application aux quartzites de la baie du Rhin inférieur (WOPFNER 1983) ne va pas sans objections. Premièrement, les silicifications du type Nievelstein ne possèdent pas toutes les caractéristiques des silcrètes australiens auxquels elles sont rapportées: elles ne montrent notamment aucune concentration particulière en titane ni une association quelconque à une altération de type kaolinique. En second lieu, le mode de formation invoqué par WOPFNER ne justifie pas le fait que les silicifications ne sont développées que très sporadiquement sous les lignites de la baie du Rhin inférieur, quoique cet auteur tente d'en attribuer la cause à la rareté des feldspaths et autres silicates pourvoyeurs de silice au sein des sables miocènes non altérés.

Tout récemment, KOTHEN et al. (1989) ont proposé une genèse des quartzites de la baie du Rhin inférieur qui repose sur une argumentation comparable à celle de WOPFNER (1983) mais considère les faits de façon exhaustive et est donc beaucoup plus circonstanciée. D'après eux, les matières organiques qui s'accumulaient dans ces marécages côtiers miocènes ont entraîné la percolation dans les sédiments sous-jacents de grandes quantités d'acides humiques, dont le comportement était différent selon le caractère de l'eau interstitielle du milieu où ils aboutissaient. Si l'eau qui occupait les pores du sédiment était salée, les acides humiques ont floclulé en un gel humique qui a enrobé les grains de quartz, conférant au sable une couleur brun-noir et empêchant toute induration ultérieure par la silice secondaire. Mais les sables situés sous les accumulations tourbeuses ont pu parfois se trouver partiellement au-dessus du niveau de la nappe d'eau salée en raison d'irrégularités topographiques (par exemple l'existence d'une dune) ou de mouvements tectoniques. Ils étaient alors envahis par une eau interstitielle douce qui, plus légère, ne se mêlait pas à l'eau salée sous-jacente. Dans ces conditions, les acides humiques n'ont pas floclulé mais ont provoqué une baisse du pH sous la valeur critique de 4,5. L'altération des silicates, essentiellement la kaolinite, l'illite et les feldspaths, a alors été quasi complète. Elle a libéré de la silice qui a pu précipiter sur place en tant que telle, puisque l'aluminium était entraîné par suite de l'extrême acidité du milieu. L'induration du sédiment s'est cependant réalisée uniquement aux endroits où la fraction silicatée pourvoyeuse de silice était suffisante au départ. KOTHEN et al. (1989) démontrent que ce processus explique également très bien les indurations siliceuses observées dans les sédiments continentaux limoneux intercalés: il y aurait fonctionné à condition que le taux de matières organiques n'ait pas été trop important (sinon l'enrobage des grains de quartz par ces matières organiques empêchait la cristallisation de quartz de nourris-

sage) et que le pourcentage d'argiles n'ait pas été non plus trop élevé (sinon le pH ne descendait pas sous la valeur de 4,5, empêchant une altération complète des silicates, avec élimination de l'aluminium).

Le mode de formation des quartzites proposé par KOTHEN et al. (1989) s'accorde à première vue de façon satisfaisante aux faits d'observation dans la baie du Rhin inférieur, mais aussi dans le Limbourg néerlandais. Cette explication qui implique l'existence dans le sédiment d'une fraction silicatée suffisamment restreinte pour permettre l'établissement de conditions très acides cadre bien avec le caractère généralement peu induré des silicifications puisque, par définition, la quantité de silice fournie reste limitée. La position bordière des sables miocènes du Limbourg néerlandais par rapport au bassin des lignites, qui les place quelque peu en retrait du domaine où l'eau de mer imbibe les sédiments côtiers, rend compte de l'épaisseur importante sur laquelle ils sont déminéralisés et affectés de silicifications. Cependant, quoique l'hypothèse développée ci-dessus s'applique bien aux quartzites du Limbourg, certains aspects du processus invoqué méritent quelques commentaires. Tout d'abord, KOTHEN et al. (1989) suggèrent que la silice libérée par l'altération des silicates précipite sur place sous la forme d'un gel siliceux, qui évolue ultérieurement en quartz de nourrissage. Cette supposition paraît peu fondée, car il faudrait alors admettre que la concentration en silice des solutions a largement dépassé 140 ppm, malgré la très faible teneur en minéraux altérables du sédiment. De plus, de cette manière, la plus grande partie de la silice en solution aurait été perdue pour l'induration, puisqu'elle aurait été évacuée tant que la limite de solubilité de la silice amorphe n'était pas atteinte. Enfin, le passage d'un gel siliceux, dont il ne reste d'ailleurs aucune trace, à du quartz de nourrissage parfaitement cristallisé paraît des plus problématiques. Il est à mon avis beaucoup plus vraisemblable que le quartz de nourrissage a directement cristallisé à partir de solutions qui, sous-saturées vis-à-vis de la silice amorphe, n'en étaient pas moins largement sursaturées vis-à-vis du quartz. La réaction très lente de cristallisation de ce dernier (MILLOT 1964) a pu s'effectuer grâce au caractère confiné du milieu, où la circulation de l'eau était extrêmement faible. D'autre part, un paradoxe apparaît si on rapproche de l'hypothèse de KOTHEN et al. (1989) l'observation de VON FREYBERG (1926) selon laquelle, actuellement, en Allemagne centrale, les sols forestiers marécageux constituent le milieu où les quartzites tertiaires s'altèrent et se dégradent le plus vite. Néanmoins, le processus de silicification évoqué ci-dessus reste le plus adéquat pour expliquer la genèse des quartzites du type Nievelstein, associés à des niveaux ligniteux; il faut toutefois remarquer que ce processus est essentiellement azonal. Il requiert seulement, outre certains caractères du sédiment, un milieu très acide saturé d'eau en permanence, et tout au plus sera-t-il accéléré si la température est élevée; mais il ne possède aucune signification climatique.

4 *Formation des quartzites des Hautes Fagnes*

Il apparaît maintenant clairement que les quartzites du type Hautes Fagnes résultent de processus tout à fait différents de ceux qui ont donné naissance aux quartzites de Nievelstein. En effet, ils ne sont jamais associés à des lignites, lesquels sont la cause première des conditions de silicification décrites par KOTHEN et al. (1989) dans la baie du Rhin inférieur. Par ailleurs, la présence de minéraux volcaniques à l'état frais

dans plusieurs blocs de quartzite indique qu'au cours de l'induration et juste avant celle-ci, les sables qu'elle a affectés n'étaient nullement soumis à une altération chimique importante. Un troisième fait souligne encore l'impossibilité d'appliquer l'hypothèse de KOTHEN et al. aux quartzites des Hautes Fagnes: la quantité élevée de silice secondaire qui comble la majeure partie des pores du quartzite est incompatible avec le faible pourcentage requis de silicates dans le sédiment pour atteindre des conditions d'acidité extrême. Des raisons tout aussi évidentes empêchent d'assimiler les silicifications du type Hautes Fagnes à celles dont l'origine pédogénétique est mise en lumière par de nombreux travaux récents (PARRON et al. 1976, WOPFNER 1978, THIRY 1978, 1981; ESTEOULE-CHOUX 1983, SUMMERFIELD 1983a). On n'observe en effet ni association à une altération kaolinique, ni concentration des oxydes de titane, aucune trace de précipitation d'opale ou de structures d'illuviation, c'est-à-dire aucun des caractères typiques des silicifications pédogénétiques.

Quels sont alors les traits des quartzites des Hautes Fagnes qui permettront de leur reconnaître un mode de formation particulier? Tout d'abord, il s'agit d'indurations élaborées en surface, ou éventuellement à faible profondeur, comme le signalent d'occasionnelles traces de racines, la présence de fissures resiliées, mais aussi l'incorporation au sein du matériau induré des produits d'une retombée volcanique post-sédimentaire et la disposition des niveaux silicifiés que l'on trouve en plusieurs endroits parallèles à la surface néogène sur laquelle ils se sont développés. En second lieu, leur formation est concentrée dans les zones basses du paysage, le long des axes de drainage: pour les quartzites du plateau des Hautes Fagnes, cela reste directement visible puisque la morphologie tertiaire y est en grande partie conservée. Mais il en va de même dans le pays de Herve et le sud du Limbourg: les silicifications qui y sont liées à diverses surfaces néogènes sont réparties principalement le long d'un axe hydrographique constituant l'ancêtre tertiaire de la vallée de la Gueule (fig. 1B). Quant aux sommets du plateau de l'Aachener Wald et de l'Ubachsberg, sur lesquels les témoins d'indurations siliceuses sont également nombreux, les sinuosités de leur forme en plan suggèrent qu'ils pourraient eux aussi correspondre à un ancien axe hydrographique, placé maintenant en inversion de relief grâce à la présence protectrice des niveaux de silicification. VOISIN (1988) conteste ce rôle de protection de la morphologie attribué aux silicifications car, selon lui, elles ne constituent qu'une couverture beaucoup trop discontinue et dont la majorité des éléments se trouvent de toutes façons actuellement remaniés dans les vallées au sein de dépôts de solifluxion. Je crois toutefois que, si les conditions morphogénétiques quaternaires ont pu amener rapidement un démantèlement des dalles siliceuses, celles-ci ont par contre exercé au cours du Tertiaire un rôle protecteur non négligeable qui a permis à leur sites de formation de se dégager d'un environnement surtout sableux ou crayeux. Une troisième caractéristique des quartzites du type Hautes Fagnes est l'absence totale d'une altération chimique intense qui leur serait directement associée. Ceci s'inscrit évidemment en faux contre l'assertion de VAN DEN BROEK & VAN DER WAAS (1967) qui prétendaient trouver fréquemment dans le Tertiaire du Limbourg néerlandais l'association de silicifications et de paléosols révélateurs d'un climat subtropical à humidité prononcée. En fait, si de semblables paléosols existent bien dans les mêmes dépôts tertiaires de la région que les quartzites, ils ne sont jamais associés à ces derniers et rien ne permet d'établir une relation temporelle entre les uns et les autres. Au contraire, ainsi que je l'ai déjà signalé ci-dessus, la présence de minéraux volcaniques

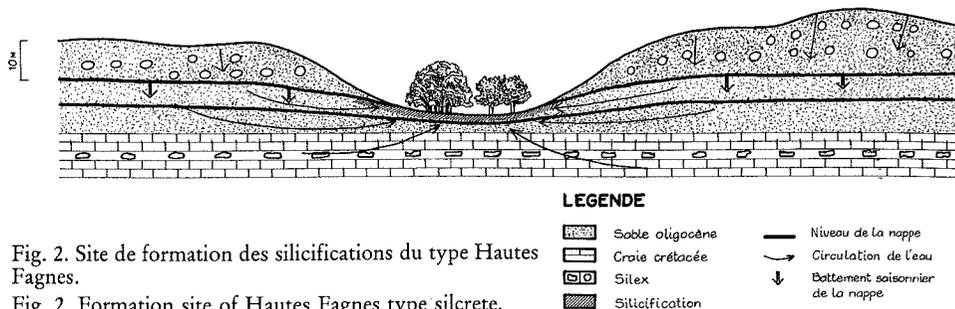


Fig. 2. Site de formation des silicifications du type Hautes Fagnes.

Fig. 2. Formation site of Hautes Fagnes type silcrete.

frais (clinopyroxènes avec esquilles vitreuses, DEMOULIN 1988) inclus dans plusieurs blocs de quartzite montre que ceux-ci ont été indurés à une époque où l'altération chimique était très réduite. La déminéralisation qui caractérise souvent le matériau induré a dès lors pris place avant la retombée volcanique et donc avant la silicification. D'ailleurs, les quartzites du niveau supérieur, dans les Hautes Fagnes et sur les sommets de l'Aachener Wald et de l'Ubachsberg, présentent la couleur blanche typique de cette déminéralisation préalable à un degré très supérieur aux silicifications développées sur les surfaces plus récentes.

En présence de ces premiers éléments d'interprétation, on peut proposer l'hypothèse génétique suivante pour les quartzites du type Hautes Fagnes (fig. 2). Les eaux météoriques, après avoir percolé au travers des sables tertiaires où les silex remaniés ne sont pas rares, et parfois également au travers de la craie, acquièrent un taux de silice dissoute probablement assez élevé. Il est vraisemblable en effet que la plus grande part de la silice provient de l'altération des silex, nombreux et éventuellement déjà plus ou moins cacholonisés au préalable, car les sables dans lesquels sont développées les silicifications ne présentent presque pas de corrosion des grains de quartz et ne possèdent qu'une assez faible fraction silicatée, qui ne peut justifier la quantité de silice secondaire incorporée aux quartzites. Par ailleurs, le climat régnant lors de la formation des silicifications, lequel ne permet qu'une altération chimique très limitée, est globalement chaud et assez sec, même s'il n'exclut pas le développement d'un certain couvert végétal dans les vallées, signalé par les traces de racines conservées dans quelques quartzites. La saison sèche annuelle, vraisemblablement fort longue, a pour conséquence une évaporation considérable au niveau de la zone de décharge de la nappe là où celle-ci est proche de la surface, soit dans les fonds des larges vallées tertiaires et au bas de leurs flancs; elle immobilise ainsi une grande quantité de silice dans ces sites, indurant le sédiment sur une épaisseur correspondant à la zone de battement de la nappe. Un climat subtropical à nette tendance sèche explique en outre parfaitement l'absence du fer au sein des indurations siliceuses. En effet, le caractère très aéré et sec du milieu provoquait l'immobilisation rapide, beaucoup plus haut dans le paysage, du fer éventuellement libéré lors d'une saison humide, d'autant plus que la rareté de la végétation sur les interfluves engendrait une

rareté des matières organiques avec lesquelles le fer aurait pu se déplacer sous forme complexée. Les eaux de la nappe étaient donc pratiquement dépourvues de fer.

La cristallisation de la silice secondaire en quartz de nourrissage suite à l'évaporation des solutions paraît cependant en contradiction avec les expériences de laboratoire et la théorie généralement admise selon laquelle la cristallisation du quartz est une réaction qui s'opère très lentement (DEICHA 1945, MILLOT 1964, PARAGUASSU 1972, SUMMERFIELD & WHALLEY 1980). Pour rendre compte de cette opposition, on peut invoquer la nature du sédiment induré, un sable très bien lavé et presque exclusivement quartzueux, qui détermine dans une certaine mesure la forme adoptée par la silice secondaire (MILLOT 1964, SUMMERFIELD 1983b); on peut également retenir le rôle éventuel du facteur température, suggéré par KRAUSKOPF (1979), mais il faut surtout rappeler qu'une infinité de paramètres entrant dans le jeu de la nature ne sont pas reproduits lors des expériences d'induration par la silice, paramètres pouvant provoquer une cristallisation plus rapide de quartz. C'est en tout cas ce que démontre l'observation de VON FREYBERG (1926) qui, pour des quartzites tertiaires de Saxe, remarque que la silice libérée par l'altération actuelle au sein de certains blocs reprécipite pour partie très rapidement sous forme de quartz de nourrissage au niveau même du cortex d'altération des blocs!

Enfin, les redissolutions ultérieures, accompagnées de la précipitation de micro-quartz, que l'on trouve occasionnellement dans les quartzites, spécialement lorsque ceux-ci sont moins complètement altérés, pourraient peut-être constituer une variante de la silicification lorsque le sédiment est moins bien trié et contient en grand nombre de minuscules quartz, constituant en quelque sorte les «germes» de la précipitation de microquartz authigène (MILLOT 1964).

5 *Les époques de silicification*

Il s'agit ici de déterminer à quelles époques se sont élaborées les silicifications climatiques du type Hautes Fagnes, étant bien entendu que les quartzites de Nievelstein sont pour leur part contemporains des accumulations de lignite et se sont donc formés au cours du Miocène moyen. Les sédiments indurés ne constituent qu'une piètre indication de l'âge des silicifications, fournissant seulement pour celui-ci une limite supérieure; les datations doivent plutôt reposer sur la détermination de l'âge des surfaces auxquelles les indurations sont associées. Ainsi, il est dès maintenant établi que plusieurs générations de silicifications se sont succédé dans le nord du massif ardennais et son avant-pays au cours du Tertiaire.

Les quartzites tertiaires les plus anciens sont certainement ceux qui reposent au creux des vallons du plateau des Hautes Fagnes et du massif du Weisser Stein. Ils s'insèrent en effet dans une surface d'érosion dégagée avant la transgression oligocène et exhumée de sa couverture tongrienne probablement dès le Rupélien. Ces silicifications, qui affectent les sables tongriens pourraient dès lors dater du Rupélien, peut-être même du Tongrien supérieur, car elles ont pu être élaborées alors que la couverture sableuse était toujours bien présente et descendre sur place par la suite, lors de son érosion. La séquence climatique proposée par SCHWARZBACH (1968) pour le Tertiaire d'Europe nord-occidentale renseigne par ailleurs l'Oligocène inférieur comme aride, et ALBERS (1981) confirme cette vue pour le Rupélien: on avait donc bien à cette époque les conditions climatiques requises pour la genèse des quartzites

proposée ci-dessus. Toutefois, il faut noter qu'au cours du Néogène, le paysage du plateau des Hautes Fagnes ne va guère évoluer et que, par conséquent, on peut également concevoir la formation de ces quartzites au Miocène, lors d'une période ultérieure de silicification.

Le plus grand nombre des restes des silicifications tertiaires qui induisent partiellement la craie, mais surtout les sables oligocènes et parfois des conglomérats à silex, se trouvent cependant dans le nord du pays de Herve et le sud du Limbourg, sur les hauteurs de l'Aachener Wald et de l'Übachsberg. Ils y sont associés à une surface plus jeune que la précédente mais qui constitue néanmoins la plus ancienne surface post-oligocène conservée dans cette zone. Elle correspond approximativement à la surface de base de l'Oligocène et a été redégagée probablement au cours du Miocène inférieur, époque caractérisée dans la région par un retrait sensible de la mer vers le nord, par les prémisses du soulèvement du massif ardennais et, en conséquence, par une érosion quelque peu accélérée. Une importante période de silicification prendrait donc place au Miocène inférieur qui, précisément, dans la reconstitution climatique de SCHWARZBACH (1968) se trouve à nouveau être plutôt aride.

Par la suite, quatre autres surfaces d'aplanissement sont encore élaborées dans le nord-est du pays de Herve durant le Néogène; les deux plus jeunes, étroitement liées à l'axe de la vallée de la Gueule, sont probablement d'âge pliocène (ALEXANDRE 1976) ou même quaternaire ancien. On trouve des silicifications sur deux de ces surfaces, où elles affectent cette fois les sables aacheniens, à la base des dépôts crétacés de la région. Il est difficile de dater avec précision ces surfaces d'extension beaucoup plus restreinte et on peut par conséquent seulement affirmer qu'au moins deux épisodes de silicification ont encore pris place à la fin du Tertiaire, après le Miocène inférieur. Enfin, il existe encore dans le sud du Limbourg quelques restes d'un conglomérat silicifié à silex peu roulés et cailloux de quartz bien émoussés qui se situent en bordure et à une altitude à peu près comparable à celle d'un niveau de terrasse de la Meuse d'âge pré-tiglien: s'agit-il d'un ultime épisode de silicification ou doit-il être rapproché du niveau silicifié le plus récent dans le pays de Herve, la question reste ouverte, mais ces observations entrouvrent néanmoins la perspective de silicifications ayant pu s'élaborer jusqu'à l'aube du Quaternaire.

En conclusion, on arrive à l'image d'une succession d'au moins trois, peut-être cinq époques favorables aux indurations siliceuses lors de l'Oligocène et du Néogène dans le nord du massif ardennais et son avant-pays septentrional. La plus propice d'entre elles a permis le développement des vastes silicifications qui, tout au long du Néogène, ont protégé de l'érosion le plateau de l'Aachener Wald et ont ainsi amené en relief cet ancien axe hydrographique. Elle correspond vraisemblablement au Miocène inférieur, pour lequel des reconstitutions indépendantes s'accordent à définir un climat subtropical de type sec.

6 *Comparaison avec les autres silicifications connues en Europe nord-occidentale*

Dans le but d'élargir les vues développées ci-dessus à propos des silicifications climatiques du nord de l'Ardenne, je voudrais rapidement considérer les formations similaires connues en diverses contrées d'Europe nord-occidentale, afin de distinguer d'éventuels traits communs ou de séparer diverses familles d'indurations siliceuses.

6.1 France

De nombreux travaux ont été consacrés depuis vingt ans par les auteurs français aux silicifications de leur pays. Beaucoup de celles-ci sont caractérisées par un enrichissement en oxydes de titane et sont donc génétiquement différentes des quartzites des Hautes Fagnes. Elles s'intègrent dans un profil d'altération, montrent des structures d'illuviation et la silice s'y présente tantôt sous forme de quartz, tantôt d'opale. Ces silicifications sont très répandues dans le sud du bassin parisien, depuis la Touraine (RASPLUS 1978) et même le Poitou (VATAN 1935) jusqu'au Nivernais (VATAN 1947) et la Brie (THIRY 1978, 1981). Mais de semblables grès titanifères existent aussi notamment en Bretagne (ESTEOULE-CHOUX 1983), ou dans le Gard, où ils indurent des sédiments crétacés (PARRON et al. 1976). On s'accorde à reconnaître à ces silicifications une genèse en milieu acide et réducteur, dans un paysage à dépressions hydromorphes, sous un climat chaud à alternance de saisons humide et sèche (THIRY 1981), mais globalement assez humide pour engendrer une altération prononcée. C'est probablement dans un contexte assez semblable que se sont formées au Pliocène et au Quaternaire les meulrières et argiles à meulrières des plateaux de Brie et du Hurepoix (THIRY et al. 1983, MENILLET 1985).

Les grès de Fontainebleau, qui indurent des sables oligocènes contenant de fréquents galets de silex au centre du bassin parisien, sont quant à eux de constitution semblable à celle des quartzites des Hautes Fagnes. ALIMEN (1936) y avait vu l'effet de silicifications pédologiques prenant place à l'Oligocène dans des dunes, suite à l'évaporation au sommet d'une nappe liée à des lagunes. Cependant, THIRY et al. (1988) ont récemment proposé une explication différente, selon laquelle les grès de Fontainebleau seraient le résultat d'une silicification de nappe sans signification climatique, en relation avec l'incision quaternaire des vallées. Ils tentent aussi de démontrer, à l'aide de calculs géochimiques et hydrauliques un peu scabreux, que 30.000 ans suffisent à l'élaboration d'un tel niveau de grès; quoique discutable, leur argumentation suggère tout de même que ces silicifications peuvent se former assez vite (en 200.000 à 300.000 ans).

Enfin, dans le nord de la France, sur la bordure sud de l'Ardenne sont disséminées les fameuses «pierres de Stonne». Ces grès tertiaires, qui constituent les derniers restes d'un couverture oligocène à cet endroit (HUMMEL 1920, TRICART 1949), viennent d'être soigneusement décrits par VOISIN (1988). Ils présentent une grande variété de natures et montrent dans l'ensemble de nombreuses similitudes avec les quartzites du type Hautes Fagnes. On y trouve également des conglomérats à silex. VOISIN propose une formation dans les fonds de vallée par suite de l'évaporation, sous un climat aride ou semi-aride.

6.2 Grande-Bretagne

Dans le sud de l'Angleterre, on observe en maints endroits des champs de blocs silicifiés, connus sous le nom local de «sarsens». Ces blocs sont souvent gréseux, parfois conglomératiques, et ils indurent alors des galets de silex. Ils reposent sur la craie crétacique ou sur des dépôts tertiaires variés, et affectent des sédiments éocènes. Ils sont tout à fait comparables aux quartzites des Hautes Fagnes: leur structure, leurs variétés, la forme sous laquelle ils apparaissent et le contexte dans lequel on les

trouve sont parfaitement semblables. DURY & HABERMANN (1978), par un rapprochement, peu justifié en vérité, avec l'argile de Londres, les voyaient élaborés sous un climat tropical humide: pour eux, la silice était dissoute par des eaux à pH extrême (en raison d'une abondante végétation) puis la précipitation est survenue soit à cause d'une modification climatique entraînant une évaporation accrue, soit par suite d'une incision des rivières, avec pour conséquence un abaissement de la nappe. SUMMERFIELD & WHALLEY (1980) proposent quant à eux pour les sarsens indépendants d'un profil d'altération une précipitation de silice en fonction soit de l'évaporation, soit de la neutralisation de solutions à pH supérieur à 9. Cependant, considérant que la production de quartz de nourrissage nécessite une précipitation lente, ils suggèrent aussi une éventuelle formation en profondeur, par cristallisation de quartz à partir de solutions à circulation lente et pauvres en autres ions.

6.3 *Allemagne*

Outre les quartzites de la baie du Rhin inférieur, outre ceux de l'Eifel oriental, il existe encore un grand nombre de silicifications tertiaires en Allemagne centrale, qui ont été répertoriées par VON FREYBERG (1926) dans la région du Vogelsberg, en Hesse, aux abords du Harz, en Thuringe, en Saxe et dans le Fichtelgebirge. Ces quartzites sont généralement disséminés en bordure de bassins plus ou moins importants de lignites tertiaires, mais VON FREYBERG pense qu'ils se sont formés indépendamment des lignites, préférentiellement sur les parties hautes du paysage, où les mouvements de la nappe qui seraient responsables de leur apparition sont plus sensibles. Les descriptions qu'il fournit, ainsi que les analyses chimiques qui paraissent ne révéler aucun enrichissement en titane, permettent de croire que certains de ces quartzites pourraient être apparentés à ceux des Hautes Fagnes.

6.4 *Discussion*

Ce rapide aperçu des silicifications d'Europe nord-occidentale est intéressant à plus d'un titre. Tout d'abord, il révèle que les quartzites des Hautes Fagnes sont loin de constituer une formation exceptionnelle, bien au contraire, les silicifications, ou silcrètes, furent fréquentes en Europe tout au long du Tertiaire, mais surtout à partir de l'Eocène supérieur. Ensuite, il paraît que l'on peut y distinguer deux types d'indurations siliceuses, génétiquement différentes. Le premier type résulte de phénomènes pédogénétiques et s'insère dans un profil d'altération produit par un milieu acide et réducteur sous un climat chaud dont les périodes humides et sèches s'équilibrent (THIRY & MILLOT 1987). Il y a présence d'opale et de quartz secondaire, et souvent enrichissement en oxydes de titane. Un cas particulier de ce type est constitué par les quartzites du type Nievelstein ou de la baie du Rhin inférieur, où, de manière plus indépendante du climat, le milieu acide et réducteur dérive d'un environnement marécageux côtier. La circulation très lente des solutions y autorise alors la précipitation directe de quartz de nourrissage.

Le second type de silicification se produit sous climat chaud à tempéré, mais assez sec, dans les fonds de vallée, au niveau de la zone de battement saisonnier de la nappe. La silice secondaire y est exclusivement quartzreuse, surtout du quartz de nourrissage mais également du microquartz. Les sédiments indurés sont majoritaire-

ment sableux, quelquefois conglomératiques. Appartiennent à ce groupe les quartzites des Hautes Fagnes, du pays de Herve et du sud du Limbourg; les pierres de Stonne du nord de la France; les sarsens du sud de l'Angleterre; vraisemblablement les grès de Fontainebleau, et peut-être certains des quartzites décrits par VON FREYBERG (1926) en Allemagne centrale. Une caractéristique commune à ces diverses silicifications est le contexte géologique dans lequel on les trouve: elles sont toujours développées sur ou à proximité d'une couverture crayeuse crétacique, riche pourvoyeuse de silex, ou tout au moins dans les environs immédiats d'une source tertiaire de tels silex remaniés. Les conglomérats indurés contiennent d'ailleurs en majorité des silex. Il est donc tout à fait concevable que l'abondance des silex en ces endroits ait pu fournir, en dépit d'un climat peu propice à l'altération chimique, la quantité de silice secondaire nécessaire aux silicifications, d'autant plus que l'absence d'altération concomitante des argiles et autres aluminosilicates laissait à ce moment l'alumine hors du circuit. Ce type de quartzite exprimerait donc le résultat de la conjugaison en certaines parties d'Europe nord-occidentale de la présence d'une source particulière de silice et d'épisodes climatiques engendrant une évaporation intense pendant une bonne partie de l'année. De tels épisodes secs ont pu être relativement nombreux au cours de l'Oligocène et du Néogène mais, si l'on accepte l'idée que quelques centaines de milliers d'années suffisent à l'élaboration d'une dalle de quartzite, ils ne reflètent pas nécessairement la tendance générale du climat durant ces époques.

Remerciements

Je souhaite vivement remercier ici Monsieur W. M. FELDER, du Bureau géologique de Heerlen (Pays-Bas), qui m'a fait découvrir sur le terrain les gisements de quartzites tertiaires du Limbourg néerlandais et avec qui j'ai eu d'enrichissantes discussions à ce propos; Monsieur KOTHEN, de la Rheinbraun A.G. (Cologne, R.F.A.), qui a bien voulu m'entretenir des quartzites développés en relation avec les lignites de la baie du Rhin inférieur et a eu la grande gentillesse de me laisser consulter une étude sur ce sujet à laquelle lui-même et son équipe mettaient la dernière main avant publication; la Fondation A. von Humboldt qui, par l'octroi d'une bourse, m'a permis d'effectuer cette recherche, et le Professeur H. BREMER, qui m'a accueilli durant cette période dans son laboratoire de Géomorphologie à l'Université de Cologne.

Bibliographie

- AHRENS, W. (1929): Das Tertiär im nördlichen Laacher See Gebiet. Mit einem paläobotanischen Beitrag von W. GOTHAN. – *Jb. preuss. geol. L.-A.* 50: 322–370.
- ALBERS, H. J. (1981): Neue Daten zum Klima des nordwesteuropäischen Alttertiärs. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.* 29: 483–504.
- ALEXANDRE, J. (1976): Les surfaces de transgression exhumées et les surfaces d'aplanissement. – [In:] PISSART, A. (ed.): *Géomorphologie de la Belgique*: 75–92.
- ALIMEN, H. (1936): Etude sur le Stampien du Bassin de Paris. – *Soc. géol. de France, Mém.* 31, 304 p.
- ANTEN, J. (1927): Sur une roche particulière du plateau de la Baraque Michel. – *Ann. Soc. Géol. Belg.* 50: B3–4.
- 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.
- BAKKER, J. P. & Th. W. M. LEVELT (1964): An inquiry into the probability of a polyclimatic development of peneplains and pediments (etchplains) in Europe during the middle and upper Senonian and the Tertiary period. – *Publ. Serv. géol. Lux.* 14: 25–76.
- DEICHA, G. (1945): Le quartz et le problème de la silicification. – *C. R. Soc. Géol. Fr.* 8: 93–95.
- DE MAGNEE, I. & P. MACAR (1936): Note complémentaire sur les «grès» blancs de la Brach-Kopf (Hautes Fagnes). – *Ann. Soc. Géol. Belg.* 60: B26–29.
- DEMOULIN, A. (1988): Une retombée volcanique d'âge tertiaire sur le plateau des Hautes Fagnes. – *Bull. Soc. belge Géol.* 97 (1): 29–34.
- (1989a): Indurations siliceuses et ferrugineuses des sédiments de couverture en Haute Belgique. – *Z. Geomorph. N. F.* 33 (1): 103–118.
- (1989b): Les transgressions oligocènes sur le massif Ardenne-Eifel. – *Ann. Soc. Géol. Belg.* 112 (1): 215–224.
- DURY, G. H. & G. M. HABERMANN (1978): Australian silcretes and northern-hemisphere correlatives. [In:] LANGFORD-SMITH, T. (ed.): *Silcrete in Australia*: 223–259.
- ESTEOULE-CHOUX, J. (1983): Altérations et silicifications au Tertiaire dans le Massif armoricain. – *Géol. de la France (B.R.G.M.)* 4: 345–352.
- FREYBERG, B. VON (1926): Die Tertiärquarzite Mitteldeutschlands und ihre Bedeutung für die feuerfeste Industrie. – 243 p.; Stuttgart (Enke).
- GULINCK, M. (1961): Note sur le Baldérien d'Opgrimbe (Campine) et remarques sur les grès "erratiques" du Limbourg. – *Bull. Soc. belge Géol.* 70: 297–302.
- HUMMEL, K. (1920): Meeresbewegungen und tektonische Erscheinungen im südlichen Ardennevorland. – *Geol. Rundsch.* 11: 18–44.
- JONG, J. D. & L. VAN DER WAALS (1971): Depositional environment and weathering phenomena of the white Miocene sands of southern Limburg (the Netherlands). – *Geol. en Mijnb.* 50: 417–424.
- KADOLSKY, D., W. LÖHNERTZ & I. SOULIE-MÄRSCHÉ (1983): Zur Paläontologie und Geologie fossilführender Hornsteine der S-Eifel (Oligozän – Rheinisches Schiefergebirge). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 166: 191–217.
- KOTHEN, H. et al. (1989): Verfestigte Sande und Schluffe in den Tagebauen des Rheinischen Braunkohlenreviers. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*
- KRAUSKOPF, K. B. (1979): Introduction to geochemistry. – Intern. series in the earth and planet. sci., McGraw Hill, 617 p.
- LEDoux, A. (1911): Etude sur les roches cohérentes du Tertiaire belge. – *Ann. Soc. Géol. Belg.* 38: M143–191.
- MENILLET, F. (1985): Les meulière et les argiles à meulière; leurs rapports avec les surfaces néogène à quaternaire ancien du bassin de Paris. – *Géol. de la France (B.R.G.M.)* 2: 213–226.
- MILLOT, G. (1964): Géologie des argiles. – Masson ed., Paris, 499 p.
- PARAGUASSU, A. B. (1972): Experimental silicification of sandstone. – *Bull. Geol. Soc. Am.* 83: 2853–2858.
- PARRON, C., D. NAHON, B. FRITZ, H. PAQUET & G. MILLOT (1976): Désilicification et quartzitification par altération des grès albiens du Gard. Modèles géochimiques de la genèse des dalles quartzitiques et silicrètes. – *Sci. Géol. Bull.* 29 (4): 273–284.
- RASPLUS, L. (1978): Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques tertiaires de la Touraine, de la Brenne et de la Sologne. – Thèse sci., Orléans, 3 vols., 454 p.
- RENIER, A. (1928): C. R. de la session extraordinaire de la Société belge de Géologie tenue à Eupen les 7, 8, 9 et 10 septembre 1925. – *Bull. Soc. belge Géol.* 35: 174–249.
- RIEZEBOS, P. A. (1974): Scanning electron microscopical observations on weakly cemented Miocene sands. – *Geol. en Mijnb.* 53 (4): 109–122.

- SCHÜNEMANN, H. W. (1958): Zur Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs und Altpleistozäns am Südrand der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2: 457–472.
- SCHWARZBACH, M. (1968): Das Klima des Rheinischen Tertiärs. – Z. dt. geol. Ges. 118: 33–68.
- SUMMERFIELD, M. A. (1983a): Silcrete as a palaeoclimatic indicator: evidence from southern Africa. – Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 41: 65–79.
- (1983b): Silcrete. [In:] GOUDIE, A. S. & K. PYE (eds.): Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residua in the near-surface environment: 59–91; Acad. Press, London.
- SUMMERFIELD, M. A. & W. B. WHALLEY (1980): Petrographic investigation of sarsens (Cenozoic silcretes) from southern England. – Geol. en Mijnb. 59 (2): 145–153.
- TEICHMÜLLER, R. (1958): Die Niederrheinische Braunkohlenformation. Stand der Untersuchungen und offene Fragen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2: 721–750.
- THIRY, M. (1978): Silicification des sédiments sablo-argileux de l'Yprésien du sud-est du Bassin de Paris. Genèse et évolution des dalles quartzitiques et silcrètes. – Bull. B.R.G.M., section I, 1: 19–46.
- (1981): Sédimentation continentale et altérations associées: calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les argiles plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris. – Mém. Sci. géol. (ULP, Strasbourg), 64: 173 p.
- THIRY M., M. BERTRAND-AYRAULT & J. C. GRISONI (1988): Ground-water silicification and leaching in sands: Example of the Fontainebleau sands (Oligocene) in the Paris Basin. – Bull. Geol. Soc. Am. 100: 1283–1290.
- THIRY, M., A. DELAUNAY, Y. DEWOLF, CH. DUPUIS, F. MENILLET, J. PELLERIN & L. RASPLUS (1983): Les périodes de silicification au Cénozoïque dans le Bassin de Paris. – Bull. Soc. Géol. Fr. (7), 25 (1): 31–40.
- THIRY, M. & G. MILLOT (1987): Mineralogical forms of silica and their sequence of formation in silcretes. – J. Sed. Petrol. 57: 343–352.
- TRICART, J. (1949): La partie orientale du Bassin de Paris. Etude morphologique. – SEDES, Paris. 474 p.
- VAN DEN BROEK, J. M. M. & L. VAN DER WAALS (1967): The late Tertiary peneplain of South Limburg (the Netherlands). Silicification and fossil soils; a geological and pedological investigation. – Geol. en Mijnb. 46 (9): 318–332.
- VATAN, A. (1935): Répartition des grès titanifères dans l'Eocène du Bassin de Paris méridional. – C. R. somm. Soc. Géol. Fr. 5 (5): 265.
- (1947): La sédimentation continentale tertiaire dans le Bassin de Paris méridional. – Ed. toulousaines de l'ingénieur, 215 p.
- VOISIN, L. (1988): Introduction à l'étude de la Pierre de Stonne et des formations siliceuses associées au sud-ouest de l'Ardenne. – Mém. hors série, Soc. Hist. Nat. Ard., Charleville-Mézières, 44 p.
- WOPFNER, H. (1978): Silcretes of northern South Australia and adjacent regions. [In:] LANGFORD-SMITH, T. (ed.): Silcrete in Australia: 93–141.
- (1983): Environment of silcrete formation: a comparison of examples from Australia and the Cologne Embayment, West Germany. [In:] WILSON, R. C. L. (ed.): Residual deposits: surface related weathering processes and materials. Geol. Soc. London, spec. publ. 11: 151–158.
- YOUNG, R. W. (1985): Silcrete distribution in eastern Australia. – Z. Geomorph. N. F. 29 (1): 21–36.