LA GLACIATION DE L'ORDOVICIEN SUPÉRIEUR EN PRESQU'ÎLE DE CROZON : APPORT DE LA GÉOCHIMIE ET NOUVELLES CONTRAINTES STRATIGRAPHIQUES

Mathilde LEVACHER[1], Muriel VIDAL[2], Germain BAYON[1], JANG Kwangchul[3], Alfredo LOI[4]

1 - Ifremer, Geo-Ocean, F-29280 Plouzané, France
2 - Univ Brest, CNRS, Ifremer, Geo-Ocean, UMR 6538, F-29280 Plouzané, France
3 - Division of Glacial Environment Research, Korea Polar Research Institute; 21990 Incheon, Republic of Korea
4 - Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche Università degli Studi di Cagliari, Cittadella Universitaria, Blocco A, 09042 Monserrato, Italy

Résumé. Période marquée par un sévère refroidissement climatique, l'Ordovicien Supérieur (~458.4 Ma à 443.8 Ma) est également associé à une forte activité volcanique et une crise biotique majeure, dont les relations de cause à effet restent débattues. À ce jour, une majorité des analyses géochimiques ont été réalisées sur les séries carbonatées des paléocontinents Laurentia et Baltica. Cette étude s'intéresse à la reconstruction paléoenvironnementale de la marge du Gondwana, alors située dans les hautes latitudes sud, à travers l'analyse d'une série d'argilites silteuses collectées en presqu'île de Crozon. L'étude des différentes coupes à l'affleurement et la mesure des isotopes du carbone dans la matière organique associée ($\delta^{13}C_{org}$) a permis de réviser la stratigraphie générale de l'Ordovicien Supérieur à Crozon et d'identifier pour la première fois la phase majeure de la glaciation hirnantienne. L'évolution le long des coupes étudiées de la composition isotopique du néodyme, utilisée pour tracer la provenance des sédiments détritiques, indique de profondes réorganisations des systèmes de drainage et un contexte de transport sédimentaire dynamique interprétés comme reflétant les phases d'avancées et de retraits de la calotte hirnantienne. Nos résultats renforcent également l'hypothèse d'un effet très localisé du volcanisme régional de Rosan, précédant l'entrée en glaciation.

Mots-clés. Ordovicien, Gondwana, Glaciation hirnantienne, Néodyme, $\delta^{13}C_{org}$

1 - Introduction

L'Ordovicien est une période marquée par des changements géodynamiques majeurs. À l'Ordovicien Moyen, le vaste continent Gondwana alors situé dans les hautes latitudes de l'hémisphère Sud migre vers le Nord tandis que s'ouvre l'Océan Rhéique, associé au détachement du micro-continent Avalonia (Cocks & Torsvik, 2021). Alors que la majorité des marges continentales du Gondwana restent tectoniquement actives tout au long de l'Ordovicien, celle située au Sud de l'Océan Rhéique, et notamment le Domaine Armoricain, ou « Armorican Terrane Assemblage », reste passive (Cocks & Torsvik, 2021).

Dans la foulée de l'explosion faunistique cambrienne correspondant à l'émergence des premiers écosystèmes, l'Ordovicien est marqué par la prolifération

et la diversification à grande échelle de groupes qui domineront les assemblages marins du Phanérozoïque (Sepkoski, 1981; Webby *et al.*, 2004; Rasmussen *et al.*, 2019 ; Stigall *et al.*, 2019) [Fig. 1]. Cette diversification est notamment accompagnée par le développement du plancton et de la chaîne alimentaire associée (Munnecke *et al.*, 2010 ; Shan *et al.*, 2022). L'augmentation du nombre de taxons se produit jusqu'à la fin du Katien (Ordovicien Supérieur), période suivie d'un déclin global de la biodiversité océanique (Kozik *et al.*, 2022) qui se termine par la crise biotique hirnantienne ou LOME [Late Ordovician Mass Extinction ; Fig. 1]. Au cours de cette dernière, environ 85 % des espèces et 61 % des genres ont disparu, ce qui en fait la deuxième extinction de masse la plus importante en termes d'intensité dans l'histoire de la Terre (Sepkoski, 1997; Bond & Grasby, 2020 ; Kozik *et al.*, 2022) et la seule à être associée à des conditions glaciaires (Kozik *et al.*, 2022). Malgré tout, la ou les causes de cette crise biotique majeure et son lien présumé avec la glaciation restent fortement débattus (Finnegan *et al.*, 2012 ; Bond & Grasby, 2020 ; Zhang *et al.*, 2022).

Durant l'Ordovicien, plusieurs perturbations dans le cycle du carbone sont enregistrées [Fig. 1] avec une première excursion des valeurs du rapport isotopique de l'eau de mer ($\delta^{13}C$) à la transition Sandbien – Katien, nommée GICE (Hatch *et al.*, 1987 ; Bergström *et al.*, 2010) suivie d'une seconde excursion durant l'Hirnantien ou HICE (Bergström *et al.*, 2006).

Ces enregistrements du cycle du C ont été étudiés dans de nombreuses séries carbonatées des paléocontinents Laurentia, Baltica ou China. Dans ce travail, ce sont les séries de l'Ordovicien Supérieur de la presqu'île de Crozon [Fig. 2a] qui font l'objet

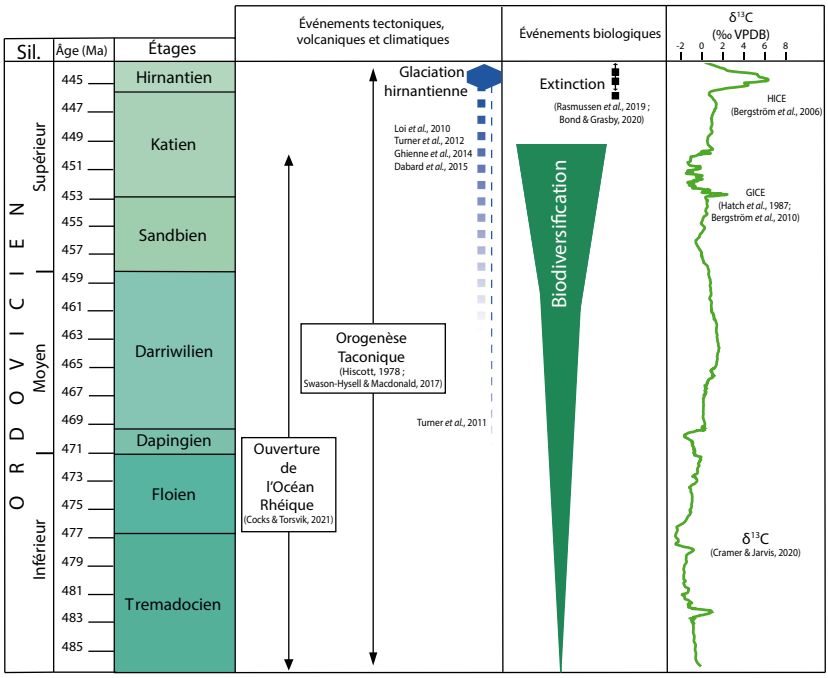

Fig. 1 : Subdivision stratigraphique de l'Ordovicien (Goldman *et al.*, 2020), contexte géodynamique et environnemental global. GICE : Guttenberg Isotopic Carbon Excursion, HICE : Hirnantian Isotopic Carbon Excursion, VPDB : Vienna PeeDee Belemnite $\delta^{13}C$.

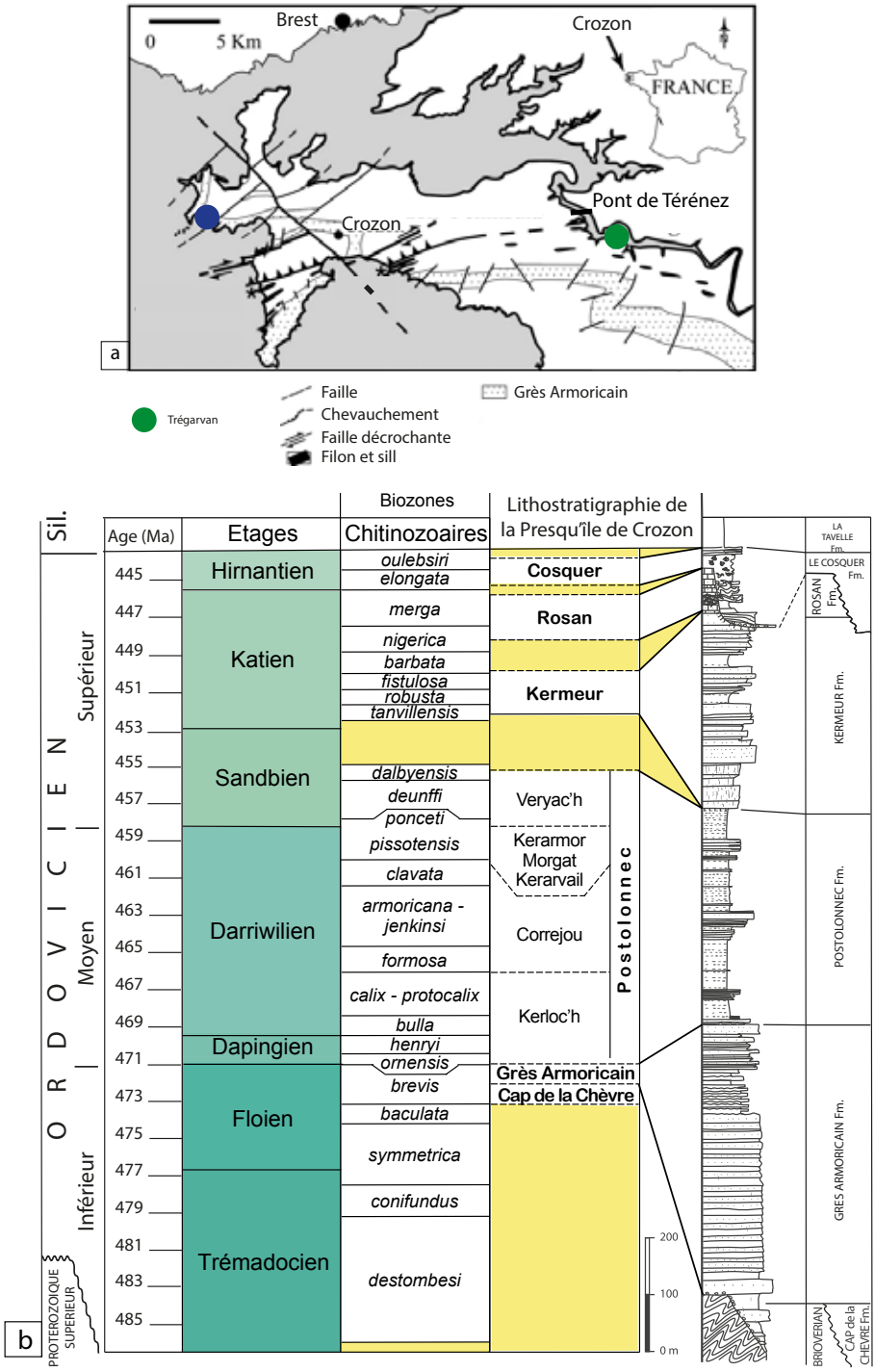

Fig. 2 : Localisation (a) des sites sur la presqu'île de Crozon (modifié d'après Caroff *et al.*, 2009) ; Lithostratigraphie (b) de l'Ordovicien en presqu'île de Crozon (modifié d'après Vidal *et al.*, in Lefebvre *et al.*, 2023) à partir des biozones de chitinozoaires (Paris *et al.*, 1981 ; Paris, 2016).

pour la première fois d'analyses du $\delta^{13}C_{org}$ afin d'explorer ce contexte particulier de l'Ordovicien Supérieur, sur la marge gondwanienne. Les mesures des isotopes de C de la matière organique contenue dans les argilites sont complétées ici par l'analyse des abondances élémentaires et du rapport isotopique du néodyme, utilisé en tant que traceur de la provenance du sédiment détritique. La combinaison du $\delta^{13}C_{org}$ et des isotopes du Nd permet donc d'apporter des contraintes stratigraphiques sur les séries sédimentaires de Crozon ainsi que sur l'origine de la variation des sources sédimentaires à cette époque.

2 - Contexte des sites étudiés

2.1 - Contexte géologique et stratigraphique

Le Massif armoricain correspond au segment occidental de la Chaîne Varisque avec la Péninsule Ibérique. Il est séparé en 4 unités tectono-métamorphiques majeures : le Domaine métamorphique du Léon, le Domaine Nord, le Domaine Médian et le Domaine Sud armoricain (Le Gall *et al.*, 2021). La presqu'île de Crozon fait partie du Domaine armoricain Médian et présente une succession sédimentaire allant du Briovérien (Précambrien Terminal – Cambrien Basal ; Néraudeau *et al.*, 2019 ; Gougeon *et al.*, 2022) au Dévonien Supérieur (voir références *in* Vidal *et al.*, 2011). La presqu'île est séparée en deux domaines structuraux chevauchants (dits de Crozon Nord et Crozon Sud ; (Darboux et Rolet, 1979 ; Rolet *et al.*, 1984) qui ont néanmoins globalement enregistré les mêmes événements paléontologiques et sédimentaires (Robardet *et al.*, 1994 ; Paris *et al.*, 1999). La succession ordovicienne discordante sur le Briovérien débute par la Formation du Grès Armoricain (localement précédée par les dépôts continentaux du Cap de la Chèvre), suivie des formations de Postolonnec, Kermeur, Rosan et Cosquer [Fig. 2b].

2.2 – L'Ordovicien Supérieur de la presqu'île de Crozon

En Presqu'île, les coupes sédimentaires permettant d'échantillonner l'Ordovicien Supérieur correspondant à la période de glaciation sont les sites du Veryac'h et de Trégarvan [Fig. 2a], de part et d'autre du chevauchement cité précédemment et dont les successions sont différentes.

Le site du Veryac'h se trouve à l'extrémité occidentale de la presqu'île de Crozon [point bleu, Fig. 2a]. Il présente la succession ordovicienne la plus complète du Domaine Médian Armoricain, avec successivement, adossées à la Formation du Grès Armoricain sur la pointe de Pen-Hir, les formations de Postolonnec, Kermeur et Cosquer. Cette succession est en contact tectonique avec la Formation de la Tavelle datée du Silurien (références *in* Vidal *et al.*, 2011). Au Veryac'h, la Formation de Kermeur qui débute dans la biozone à *tanvillensis* [Katien ; Fig. 2b] ne semble pas complète : le dernier niveau présentant des chitinozoaires appartient à la biozone à *robusta* alors qu'on retrouve des chitinozoaires plus récents (biozone à *fistulosa*) dans la même formation sur le site de La Source (Bourahrouh, 2002 ; Gorini *et al.,* 2008 ; Dabard *et al.*, 2009 ; Paris, 2016). Sur ce second site, la Formation de Kermeur est beaucoup plus épaisse et comprend plusieurs membres schisteux qui sont absents au Veryac'h. D'après Paris (*in* Plusquellec, 2010 ; Paris, 2016), le contact entre la Formation de Kermeur et celle de Cosquer sur la coupe du Veryac'h correspond à une surface érosive [en rouge, Fig. 3a] au contact de la Formation de Cosquer et il manque sur ce site la partie supérieure de la Formation de Kermeur

mais aussi l'équivalent temporel de la Formation de Rosan [Fig. 2b]. Quelques mètres au-dessus de cette surface apparait le faciès caractéristique de la partie inférieure de la Formation de Cosquer, classiquement utilisé pour en délimiter la base [en jaune, Fig. 3]. Il correspond à des sédiments gréso-silteux contenant des clastes plus ou moins anguleux, millimétriques à pluricentimétriques [Fig. 3b], suivis de siltites et d'argilites noires. L'origine glaciaire de ce faciès est discutée selon les auteurs (Hamoumi, 1981 ; Hamoumi *et al.*, 1981 ; Long, 1991). Dans la partie moyenne de la Formation de Cosquer, on distingue de nombreuses déformations synsédimentaires de taille variable, parfois en boules [structures en « *ball and pillow* » ; Fig. 3c]. La succession se termine par une passée plus gréseuse avec des intercalations de bancs argilo-silteux correspondant aux Grès de Lamm Saoz considérés comme le membre supérieur de cette formation. Cette série se trouve en contact avec la Formation de la Tavelle (appartenant au Groupe de Kerguillé) caractérisée par son faciès ampélitique et dont les premiers niveaux sont datés du Wenlock sur cette coupe (Piçarra *in* Vidal *et al.*, 2011).

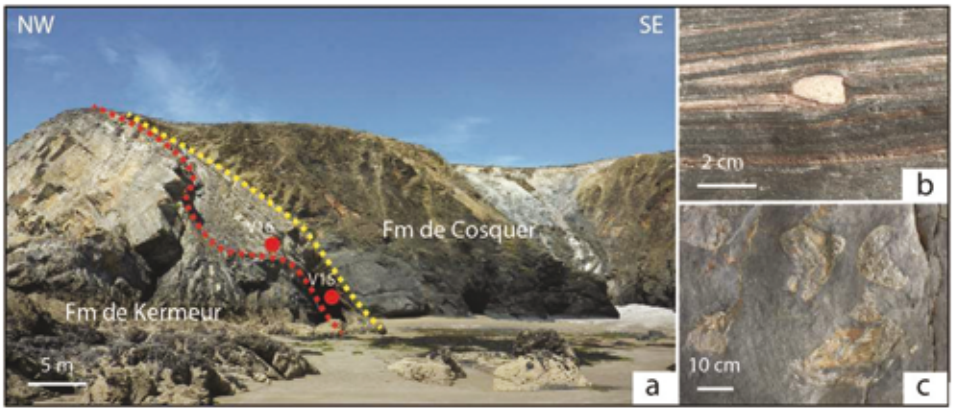

Fig. 3 : Photos de l'affleurement de la Formation de Cosquer sur le site du Veryac'h. (a) Contact entre les Formations de Kermeur et de Cosquer avec en jaune : la limite établie d'après les faciès lithologiques, et en rouge : la limite proposée par Paris (*in* Plusquellec, 2010) ; (b) Faciès à « dropstone » ; (c) Faciès à « ball and pillow ».

Le site de Trégarvan se trouve au sud-est du pont de Térénez, sur la rive gauche de l'Aulne à l'est du village de Trégarvan [Mélou, 1987 ; Fig. 2b]. Sur ce site, les affleurements, très altérés, sont réduits et partiellement couverts par la végétation et la vase apportée par l'Aulne à chaque marée. Malgré ces conditions d'affleurements défavorables, ce site est le seul à présenter la succession apparemment continue entre la Formation de Rosan et les grès sus-jacents ayant livré les fossiles du genre *Hirnantia*, brachiopode caractéristique de l'étage éponyme. Sur cette coupe, initialement décrite par Mélou (1987, 1990), la Formation de Rosan est principalement constituée de tuffites et hyaloclastites, de quartzarenites avec des intercalations de pélites et de rares niveaux carbonatés souvent recristallisés [Fig. 4]. Elle est suivie par des niveaux gréseux fossilifères à *Hirnantia sagittifera*, *Plectothyrella* sp. et *Modiolopsis* sp. (Mélou, 1990) ainsi que des chitinozoaires de la fin de l'Ordovicien (Paris, 2016). La coupe est interrompue par plusieurs failles et met en contact les derniers niveaux de ces grès à *Hirnantia* avec le Silurien constitué

Fig. 4 : Photos de l'affleurement de Trégarvan, (a) Formation de Rosan ; (b) bancs calcaires sur l'estran ; (c) alternance de silts argileux et Grès à *Hirnantia*.

d'argilites sombres. L'absence de macrofaune (graptolites) dans ces derniers ne permet pas d'identifier la présence d'une probable lacune sédimentaire (Mélou, 1990).

3 – Méthodes géochimiques

3.1 - Échantillons et coupes

Les coupes du Veryac'h et de Trégarvan ont été échantillonnées préférentiellement dans les argilites plus ou moins silteuses des formations de Postolonnec, de Cosquer et de La Tavelle (Silurien) pour le site du Veryac'h et des Grès à *Hirnantia* pour le site de Trégarvan [Fig. 5]. Certains échantillons, non argileux, sont issus des formations de Kermeur (grès) et de Rosan [tufs et calcaires, voir Fig. 5].

Au cours de cette étude, un total de 43 échantillons a été analysé, incluant 20 échantillons sur le site du Veryac'h collectés en 2022, ainsi que 23 collectés en 2023 sur le site de Trégarvan, avec autorisation de la Réserve Naturelle Régionale – Sites géologiques de la presqu'île de Crozon Communauté de Communes presqu'île de Crozon – Aulne Maritime. Après avoir été abondamment nettoyé à l'eau pure, chaque échantillon a été préparé à la scie à roche pour retirer les zones superficielles et collecter un fragment de roche non altérée, puis broyé à l'aide d'un mortier et d'une broyeuse RETSCH pendant 12 minutes. Tous les échantillons prélevés, présentés dans la Figure 5, n'ont pas été utilisés dans les résultats car certains pouvaient présenter des traces de contaminations.

3.2 - Mesure du carbone organique isotopique ($\delta^{13}C_{org}$)

Une série de 32 échantillons a été sélectionnée pour mesurer les teneurs en carbone organique isotopique ($\delta^{13}C_{org}$). Ces analyses ont été réalisées au Korea Polar Research Institute (KOPRI), en suivant un protocole décrit dans Jang *et al.*, (2023), par lequel les échantillons sont préalablement acidifiés en 2M HCl pendant 24h sur un agitateur afin d'éliminer le carbone inorganique. Les analyses de C_{org} sont effectuées à l'aide d'un spectromètre de masse à rapport isotopique (IRMS, Delta V,

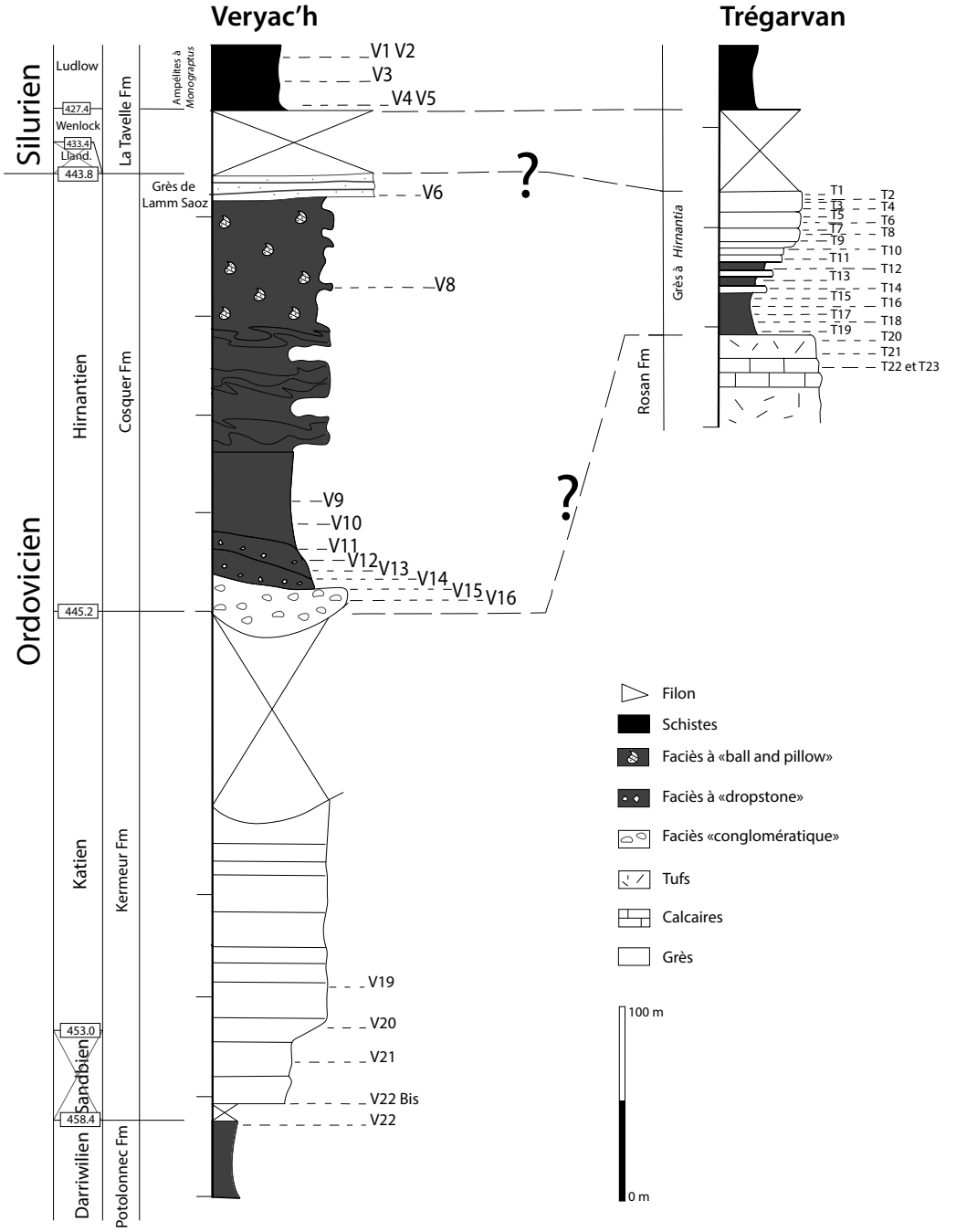

Fig. 5 : Log synthétique des niveaux étudiés sur les sites du Veryac'h et de Trégarvan, avec représentation des lacunes stratigraphiques.

Thermo Scientific) connecté à un analyseur élémentaire (Flash 2000, Thermo Scientific), où les valeurs $\delta^{13}C_{org}$ mesurées sont exprimées par rapport à l'échelle du standard Vienna Peedee Belemnite (VPDB). La session de mesure a inclus l'analyse

de nombreux dupliquas d'échantillons (n = 21), ainsi que 2 matériaux de référence certifiés BCR657 et USGS40 donnant respectivement les résultats suivants pour $\delta^{13}C_{org}$ -10.76 ± 0.05 ‰ (2sd ; n = 19) et -26.41 ± 0.05 ‰ (2sd ; n = 19), en accord avec les valeurs de référence correspondantes (-10.76 et -26.39 ‰).

3.3 – Détermination des abondances élémentaires et du rapport isotopique du néodyme

Pour les analyses géochimiques, environ 1 g de poudre de sédiment a été traité par lessivage séquentiel dans le but de retirer les fractions non-silicatées (carbonates, oxydes de fer, matière organique), en suivant le protocole de Bayon *et al.*, (2015). Dans un second temps, les fractions fines argileuses (< 2 µm) ont été séparées par centrifugation (Bayon e*t al.*, 2015). Après séchage et broyage des fractions fines du sédiment, environ 80 mg de poudre ont été digérés par attaque HF-HCL-HNO_3. La détermination des concentrations en éléments traces a été réalisée par spectrométrie de masse ICP-MS (Element XR, Thermo Fisher Scientific) au Pôle Spectrométrie Océan (Brest). En amont de l'analyse des isotopes du néodyme, les fractions de Nd ont été purifiées par chromatographie ionique sur résine AG50W-X8 (pour séparer les terres rares légères : LREE) puis sur résine spécifique LN, en suivant le protocole décrit dans Bayon *et al.* (2012). Les rapports isotopiques $^{143}Nd/^{144}Nd$ correspondants ont été mesurés par spectrométrie de masse à source plasma et multi-collection sur le MC-ICPMS Neptune du Pôle Spectrométrie Océan, en utilisant une méthode d'encadrement « échantillon-standard » au cours de laquelle une solution d'un standard interne de Nd (Nd-SPEX) a été analysée tous les 2 échantillons. Le biais de masse ou fractionnement isotopique au cours de l'analyse a été corrigé en utilisant la loi exponentielle et un rapport $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$. Les rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$ mesurés ont été corrigés de toute interférence isobarique potentielle du ^{144}Sm en analysant les masses ^{147}Sm et ^{149}Sm. À noter que la contribution du blanc de procédure analytique est négligeable par rapport aux signaux (en V) qui ont été mesurés lors de la session pour les échantillons. Au cours de la session d'analyse, la mesure répétée d'une solution du standard de référence JNdi-1 a donné un rapport $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512116 \pm 0.000009$ (2σ, n=10), en accord avec la valeur recommandée de 0.512115 (Tanaka *et al.*, 2000). L'incertitude associée à la mesure du standard JNdi-1 correspond à une reproductibilité externe de ± 0.18 ε(2σ) exprimée en unité epsilon. Les valeurs epsilon correspondantes ont été calculées en utilisant l'équation suivante : $\varepsilon_{Nd} = (^{143}Nd/^{144}Nd_{mesuré} / {}^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR} - 1) \times 10\ 000$; où la valeur chondritique (CHUR) pour $^{143}Nd/^{144}Nd$ est 0.512630 (Bouvier *et al.*, 2008). Les valeurs initiales $\varepsilon_{Nd(i)}$ (correspondantes aux rapports isotopiques de Nd des argiles au moment du dépôt) ont été calculées en utilisant un rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ chondritique de 0.1960 (Bouvier *et al.*, 2008), la constante de désintégration radioactive (λ) pour ^{147}Sm (6.54×10^{-12}), et le rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ calculé pour chaque échantillon à partir des abondances élémentaires déterminées par HR-ICPMS et selon l'équation suivante : $^{147}Sm/^{144}Nd = Sm\ Nd \times 0.6049$. La correction de l'âge sur les rapports isotopiques de Nd est alors donnée par l'équation suivante, où t correspond à l'âge de la formation sédimentaire en milliards d'années :

$$(^{143}Nd/^{144}Nd)\ m = (^{143}Nd/^{144}Nd)i + (^{147}Sm/^{144}Sm)\ m * (e\hat{}t - 1)$$

4 - Résultats

4.1 - Site de Trégarvan

Pour le site de Trégarvan, les valeurs en $\delta^{13}C_{org}$ montrent une valeur élevée depuis la base des Grès à *Hirnantia*, passant de valeurs comprises entre -27.7 à -26.9 ‰, jusqu'à des valeurs entre -24.2 et -23.2 ‰ pour les échantillons T15, T14 et T10 [Fig. 6]. Dans le haut de la coupe de Trégarvan, le $\delta^{13}C_{org}$ baisse à nouveau d'environ 2 ‰ dans les échantillons T3 et T1. Les valeurs εNd(i) montrent une grande variabilité le long de la coupe de Trégarvan, de +1.1 dans la Formation de Rosan (T23) à -14.3 pour T5 [Fig. 6].

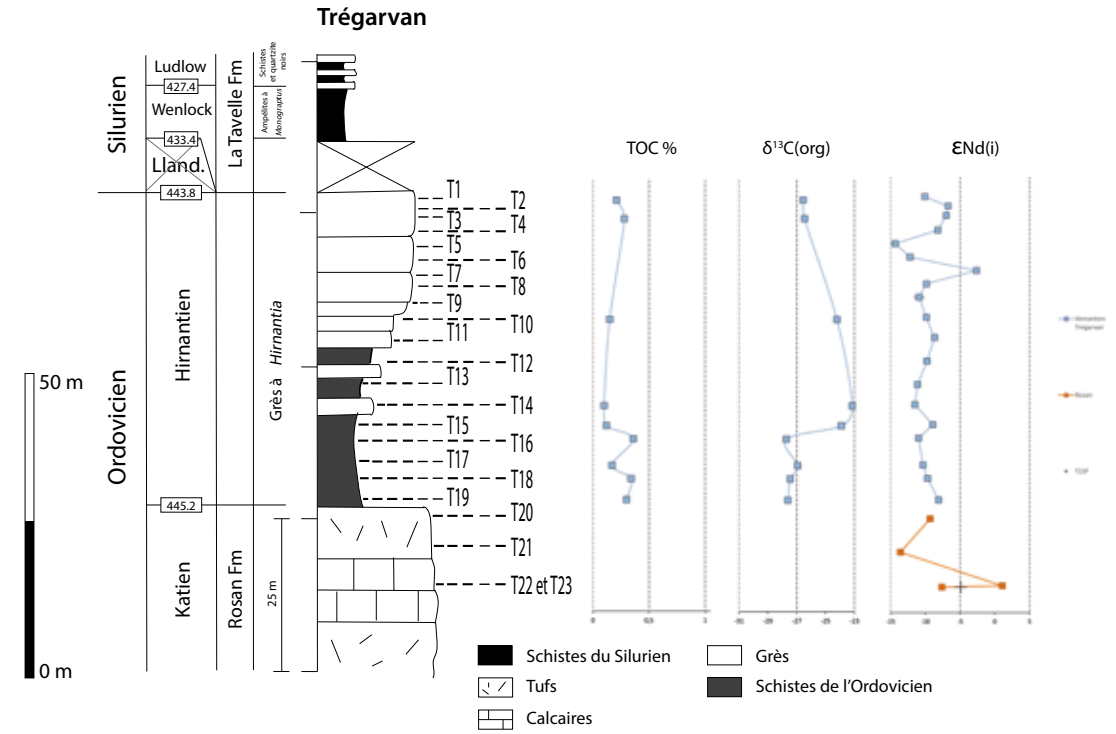

Fig. 6 : Chimiostratigraphie du site de Trégarvan (TOC, $\delta^{13}C_{org}$ et εNd(i)).

4.2 - Site du Veryac'h

Pour le site du Veryac'h, le $\delta^{13}C_{org}$ de la Formation de Cosquer varie entre -29.81 et -27.19 ‰ [Fig. 7]. Pour le Silurien, les valeurs sont plus importantes : allant de – 30.03 à -28.62 ‰. La composition isotopique du Nd dans les fractions fines détritiques varie assez peu le long de la coupe du Veryac'h entre -11.8 et -9.4, à l'exception des deux échantillons situés à la limite entre les formations de Postolonnec et de Kermeur (-8.0 et -6.8) et d'un échantillon du Silurien (-8.1) [Fig. 7].

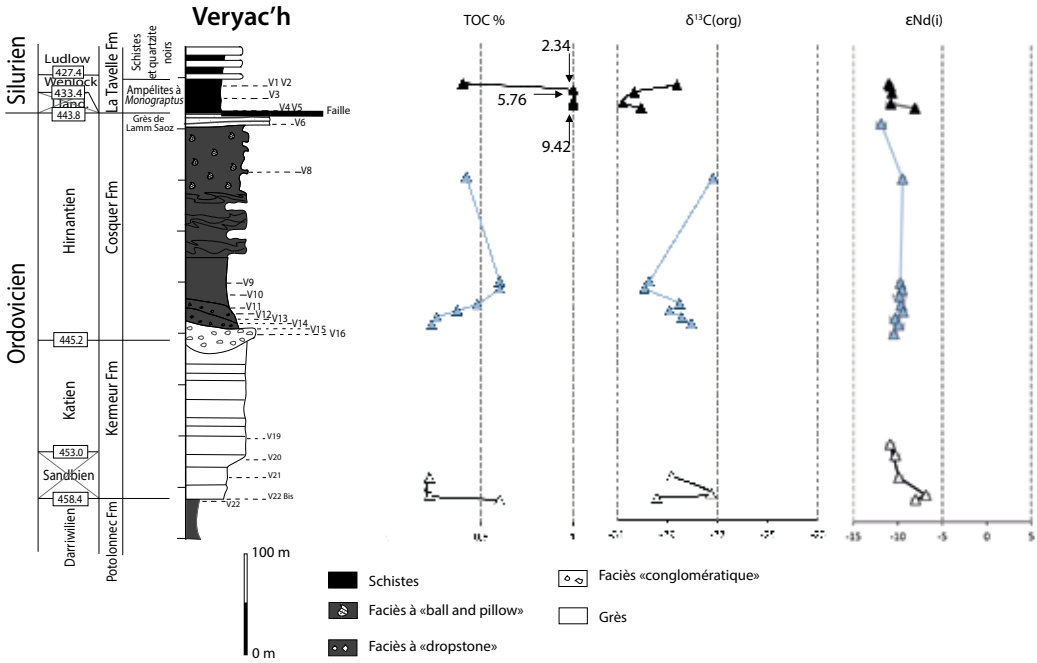

Fig. 7 : Chimiostratigraphie du site du Veryac'h (TOC, $\delta^{13}C_{org}$ et εNd(i)).

5 – Discussion

Comme indiqué précédemment, la continuité des coupes de l'Ordovicien Inférieur et Moyen est claire et observée sur le terrain tandis que celle de l'Ordovicien Supérieur reste délicate à établir encore aujourd'hui. Dans la littérature, les corrélations entre les formations de Rosan, Cosquer et des Grès à *Hirnantia* reposent sur des marqueurs paléontologiques. La Formation de Rosan succède à la Formation de Kermeur sur le terrain à l'Aber. Elle a livré des conodontes de la zone à *Amorphognathus ordovicicus* (Paris *et al.*, 1981 ; Ferretti *et al.*, 2014) ainsi que de nombreux brachiopodes (Mélou, 1990), également caractéristiques du Cautleyen/Rawtheyen ou Katien supérieur dans la nouvelle nomenclature. Au Veryac'h, la Formation de Rosan est absente et la Formation de Cosquer repose directement sur celle de Kermeur dont il manque la partie supérieure (absence de la biozone à *fistulosa*). Dans la Formation de Cosquer, le contenu micro-paléontologique (Bourahrouh, 2002 ; Paris, 2016) très peu abondant, comprend à sa base *Armoricochitina nigerica* du Katien supérieur qui coexiste avec *Eremochitina tanvillensis* et *Belonechitina robusta* du Katien inférieur également identifiées dans la Formation de Kermeur ; cette observation a été interprétée comme reflétant un épisode érosif (Bourahrouh, 2002 ; Paris & Le Hérissé, 2002 ; Paris, 2016) conduisant au remaniement de matériel plus ancien [voir limite rouge Fig. 3]. Moins de 2 m au-dessus, dans le faciès à dropstones, quelques individus de *Tanuchitina elongata* identifient l'Hirnantien (Bourahrouh, 2002). L'Hirnantien comprend 2 biozones, celle à *Tanuchitina elongata* où cette espèce est présente seule et la biozone à *Spinachitina oulebsiri* où ces deux espèces coexistent (Paris *et al.*,

2000 ; Bourahrouh *et al.*, 2004 ; Webby, 2004). Ainsi, c'est l'absence de *Spinachitina oulebsiri* dans la Formation de Cosquer qui a conduit les auteurs à attribuer cette dernière à la première partie de l'Hirnantien.

Enfin, dans la coupe de Trégarvan, les Grès à *Hirnantia* surmontent immédiatement la Formation de Rosan. Ces formations silto-gréseuses ont livré le brachiopode *Hirnantia sagittifera* (Mélou, 1987). À l'échelle globale, *Hirnantia sagittifera* s'étend sur l'ensemble de l'Hirnantien, mais est généralement caractéristique de l'Hirnantien inférieur et moyen (Rong *et al.*, 2020). Comme indiqué précédemment, plusieurs auteurs ont proposé une corrélation stratigraphique entre les Grès à *Hirnantia* de Trégarvan et le sommet de la Formation de Cosquer correspondant aux Grès de Lamm Saoz (Plusquellec *et al.*, 1999 ; Paris, 2016).

Nos analyses géochimiques apportent des compléments à ces corrélations et datations paléontologiques. À Trégarvan, les premiers bancs au-dessus des tufs correspondants aux Grès à *Hirnantia* sensu stricto présentent des fractions détritiques fines enrichies en éléments à affinité mafique, tels que Ni, Co et Cr. Par exemple, alors que l'ensemble des fractions fines séparées des Grès à *Hirnantia* montre un rapport Ni/Th moyen de 2.8 ± 2.5 (1sd ; n=19), le premier niveau échantillonné à la base de ces Grès est caractérisé par une signature Ni/Th bien plus élevée (9.0), ce que nous interprétons comme reflétant la contribution de matériel « mafique » en lien avec l'épisode volcanique local contemporain de la Formation de Rosan (Ni/Th moyen de ~ 580 pour les tufs échantillonnés sur le site de l'Aber). Cette hypothèse est également cohérente avec le fait que ce premier banc silteux dans les Grès à *Hirnantia* montre une composition εNd(i) légèrement plus radiogénique (-8.1) que celle des autres niveaux hirnantiens à Trégarvan [Fig. 8]. Cette observation suggère une continuité stratigraphique entre la Formation de Rosan et les Grès à *Hirnantia* sur la coupe de Trégarvan. Notons que sur les

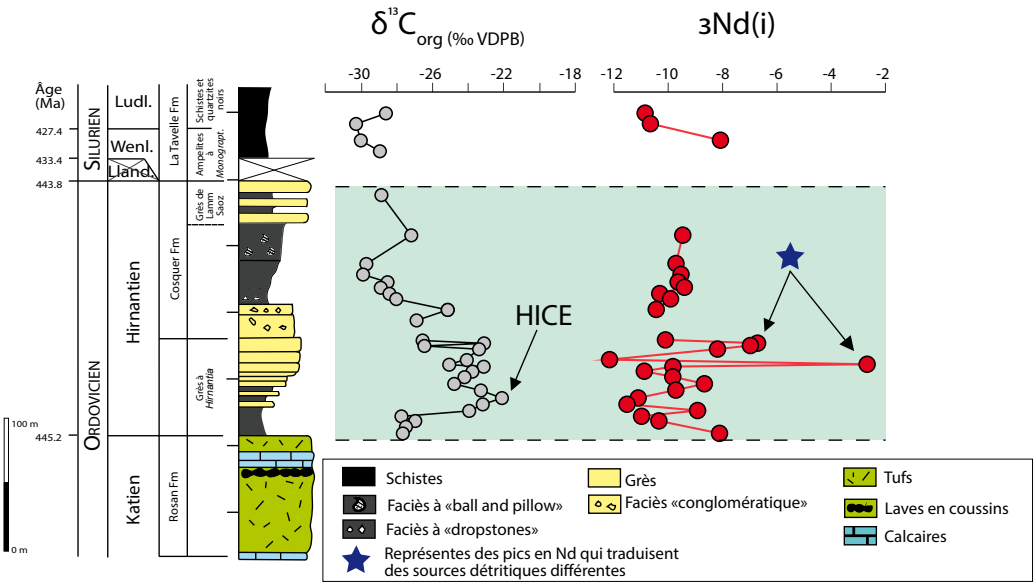

Fig. 8 : Chimiostratigraphie de l'Ordovicien Supérieur de la presqu'île de Crozon ($\delta^{13}C_{org}$ et εNd(i)).

autres affleurements de la Presqu'île (l'Aber, l'île de Rosan, Lostmarc'h), le contact supérieur de la Formation de Rosan n'est pas visible (Mélou, 1990 ; Vidal *et al.*, 2011).

L'Hirnantien est caractérisé par une perturbation majeure du cycle du carbone, marquée par un fort enrichissement en ^{13}C dans les carbonates marins mais également dans la matière organique préservée dans les séries déposées à cette période (Gorjan *et al.*, 2012). Cette anomalie positive en $\delta^{13}C$ est d'ailleurs typiquement utilisée comme marqueur sédimentaire caractéristique de la période de glaciation fini-ordovicienne. L'un des résultats majeurs de notre étude est le fait que le milieu de la coupe de Trégarvan (correspondant aux Grès à *Hirnantia*) enregistre des valeurs de $\delta^{13}C_{org}$ nettement plus enrichies (entre -24.2 et -23.2 ‰) que le reste des autres échantillons collectés sur l'ensemble des séries de l'Ordovicien Moyen et Supérieur à Crozon (avec un $\delta^{13}C_{org}$ moyen de -28.4 ± 1.1 ; 1sd ; n=31) [Fig. 8]. À Trégarvan, le pic de valeurs de $\delta^{13}C_{org}$ observé représente une solide évidence de l'enregistrement de la glaciation hirnantienne dans ces séries. Au contraire, la Formation de Cosquer ne présente aucun indice géochimique suggérant une contribution de l'érosion du volcanisme du Katien supérieur, ni dans le rapport Ni/Th (moyenne de 2.1 ± 1.0 ; 1sd ; n=9) ni dans les teneurs en autres éléments à affinité mafique comme Co et Cr. Les valeurs en $\delta^{13}C_{org}$ ne montrent pas non plus d'enrichissement particulier et donc aucune contemporanéité avec l'anomalie positive en $\delta^{13}C$ de l'Hirnantien [Fig. 8].

Ces résultats et observations nous amènent à réinterpréter la séquence stratigraphique de l'Ordovicien Supérieur en presqu'île de Crozon dans laquelle la série des Grès à *Hirnantia* observée à Trégarvan est en continuité avec la Formation de Rosan et probablement située stratigraphiquement sous la Formation de Cosquer et non pas contemporaine des grès de Lamm Saoz, comme suggéré antérieurement. À partir de ces résultats, un nouveau log synthétique de l'Ordovicien en presqu'île de Crozon est proposé [Fig. 8], auquel est ajouté l'évolution du $\delta^{13}C_{org}$ mettant en évidence le 'HICE' tel qu'enregistré partiellement ou en totalité sur le site de Trégarvan et dans lequel la Formation de Cosquer représenterait une séquence post-glaciaire après une phase d'érosion.

Les processus d'érosion et de transport sédimentaire dans les bassins versants conduisent progressivement, au cours du temps, au dépôt de sédiments sur les marges continentales adjacentes. La composition isotopique en néodyme (Nd) de ces sédiments n'est pas modifiée par ces processus de surface, ni par le tri minéralogique qui s'opère parfois lors du dépôt, ce qui en fait un très bon traceur pour reconstruire l'origine des régions sources (Goldstein *et al.*, 1984 ; Goldstein & Hemming, 2003). Sur les continents, la composition isotopique en Nd des roches érodées est quant à elle dépendante de la nature des sources mantelliques originelles et de leur âge de formation. Ainsi, des valeurs $\varepsilon Nd(i)$ fortement négatives (dites non-radiogéniques) sont généralement caractéristiques de roches anciennes de nature felsique. À l'inverse, des valeurs $\varepsilon Nd(i)$ faiblement négatives ou positives (dite radiogéniques) sont caractéristiques de roches géologiquement récentes de nature mafique.

Dans le contexte de cette étude où relativement peu d'informations existent sur la composition géochimique des roches érodées, l'étude des valeurs $\varepsilon Nd(i)$ détritiques au cours de l'Ordovicien Supérieur à Crozon permet d'apporter des informations sur l'évolution des zones sources dont sont issus les dépôts sédimentaires. Les quelques données isotopiques existantes dans la littérature montrent que la puissante Formation des Grès Armoricain qui s'est déposée pendant l'Ordovicien Inférieur est caractérisée par une forte maturité sédimentaire et par des valeurs $\varepsilon Nd(i)$

intermédiaires variant de -8.5 à -11.5 avec une moyenne de -10.4 ± 1.2 (1sd ; n=5 ; Dabard *et al.*, 2021). Cette formation recèle également des populations d'âge de zircon multi-modales, couvrant l'Archéen, le Paléoprotérozoïque et le Néoprotérozoïque, interprétées comme la résultante de flux sédimentaires drainant des sources variées, probablement très distales (Dabard *et al.*, 2021). Une autre source sédimentaire potentielle en presqu'île de Crozon est représentée par les séries briovériennes Néoprotérozoïque à Cambrien basal, dont les compositions radiogéniques en εNd(i) (de -1.4 à -6.3 ; moyenne de -3.4 ± 1.7 ; 1sd ; n=8) et la distribution en âge U-Pb des zircons associés, indiquent qu'elles proviennent de l'érosion de roches juvéniles issues de l'orogenèse Cadomienne (Dabard *et al.*, 2021). Les séries rouges de l'Ordovicien Inférieur affleurant au Sud de la presqu'île de Crozon (Cap de la Chèvre) montrent d'ailleurs des compositions isotopiques en Nd similaires (entre -3 et -4.4) indiquant qu'elles sont issues de l'érosion de ces mêmes séries briovériennes (Dabard *et al.*, 2021). Enfin, pour les séries de l'Ordovicien Supérieur à Crozon, l'érosion des roches volcaniques contemporaines de la Formation de Rosan représente une autre source potentielle de sédiments volcanogéniques à signature en εNd(i) très radiogénique.

Comme mentionné plus haut, le premier échantillon collecté à la base des Grès à *Hirnantia* sur le site de Trégarvan (avec εNd(i) = -8.1) montre des signatures géochimiques (Ni/Th) suggérant la contribution du volcanisme de Rosan [Fig. 8] et la suite de la coupe se caractérise par un retour vers des valeurs εNd(i) basses, avec une moyenne de -10.6 ± 1.0 (1sd ; n=5). Cette période coïncide avec le début de l'excursion majeure en $\delta^{13}C_{org}$ de ~ 4 ‰ qui marque la première phase d'avancée majeure de la calotte hirnantienne [Fig. 8]. Ce net changement dans la nature des roches érodées indique qu'une réorganisation majeure des zones sources des sédiments intervient lors des avancées/retraits de la calotte glaciaire.

Plus haut dans la coupe de Trégarvan, dans la partie supérieure des Grès à *Hirnantia*, les fractions fines détritiques montrent une bien plus grande variabilité en εNd(i), avec des valeurs fluctuant de -12.2 à -2.7 (moyenne -8.7 ± 2.6 ; n=11) [Fig. 8]. Cette grande variabilité semble témoigner d'un contexte de transport très fluctuant et dynamique, drainant diverses sources sédimentaires, et qui pourrait s'interpréter comme la résultante de périodes successives d'avancée et de retrait glaciaire, telles que observées dans des enregistrements sédimentaires quaternaires (Soulet *et al.*, 2013 ; Toucanne *et al.*, 2015 ; Jang *et al.*, 2021). Les valeurs les plus radiogéniques observées dans ces séries pourraient refléter la contribution de sédiments issus de l'érosion des dépôts du Briovérien et/ou, dans une moindre mesure, de sédiments dérivés de l'érosion de sédiments volcanogéniques de la Formation de Rosan.

Dans la Formation de Cosquer, que nous avons ré-interprétée ici comme post-datant celle des Grès à *Hirnantia*, les valeurs εNd(i) des fractions fines détritiques montrent à nouveau une relative homogénéité, avec une moyenne de -9.8 ± 0.4 (n=8) [Fig. 8]. Ces séries sont également caractérisées par des valeurs $\delta^{13}C_{org}$ à la baisse qui semblent marquer la fin de la première phase de la glaciation hirnantienne et le retour à un système de drainage assez stable, expliquant donc l'homogénéité apparente des sources érodées dans le bassin versant correspondant à cette époque.

6 - Conclusion

L'étude paléoenvironnementale de l'Ordovicien Supérieur en presqu'île de Crozon, réalisée à partir de l'acquisition de données géochimiques ($\delta^{13}C$ de la

matière organique, isotopes du néodyme, éléments traces), a permis de mettre en évidence pour la première fois dans la coupe de Trégarvan l'excursion positive du signal $\delta^{13}C_{org}$ caractéristique de la glaciation hirnantienne. Sur la base des observations de terrain et de nos résultats, une réinterprétation de l'organisation stratigraphique des différentes coupes de l'Ordovicien Supérieur de la presqu'île de Crozon a été réalisée.

Les données des isotopes du néodyme acquises sur la fraction fine détritique, quant à elles, traduisent un changement de source sédimentaire lors de la mise en place de la glaciation. Une grande variabilité isotopique en néodyme s'observe en deuxième partie de coupe à Trégarvan, indiquant de fortes réorganisations du système de drainage en lien avec les variations du niveau de la mer, lui-même associé aux périodes d'avancées et de retraits glaciaires.

Remerciements

Les auteurs remercient la Réserve Naturelle Régionale – Sites géologiques de la presqu'île de Crozon et Sophie Coat, sa gestionnaire, de nous avoir accompagnés lors des demandes de prélèvements à des fins scientifiques sur des sites protégés. Les auteurs remercient également la Communauté de Communes presqu'île de Crozon – Aulne Maritime ainsi que la Préfecture du Finistère pour l'autorisation de prélèvement (n° RNR_FR9300135_2022_18 et n° RNR_FR9300135_2023_19).

Bibliographie

Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C., André L., Bermell S., Cheron S., Dennielou B., Etoubleau J., Freslon N. & Gauchery T. 2015 – Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 170, 17-38.

Bergström S. M., Saltzman M. M. & Schmitz B. 2006 – First record of the Hirnantian (Upper Ordovician) $\delta^{13}C$ excursion in the North American Midcontinent and its regional implications. *Geological Magazin*e, 143(5), 657-678.

Bergström S. M., Schmitz B., Saltzman M. R., Huff W. D., Finney S. C. & Berry W. B. N. 2010 – The Upper Ordovician Guttenberg $\delta^{13}C$ excursion (GICE) in North America and Baltoscandia : Occurrence, chronostratigraphic significance, and paleoenvironmental relationships. *Geological Society of America Special Papers*, 466, 37-67.

Bond D. P. & Grasby S. E. 2020 – Late Ordovician mass extinction caused by volcanism, warming, and anoxia, not cooling and glaciation. *Geology*, 48(8), 777-781.

Bourahrouh A. 2002 – *Chitinozoaires et palynomorphes de l'Ordovicien supérieur nord-gondwanien : Impact de la glaciation ashgillienne* [PhD Thesis], Université- Rennes 1, 300 p.

Bourahrouh A., Paris F. & Elaouad-Debbaj Z. 2004 – Biostratigraphy, biodiversity and palaeoenvironments of the chitinozoans and associated palynomorphs from the Upper Ordovician of the Central Anti-Atlas, Morocco. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 130(1-4), 17-40.

Bouvier A., Vervoort J. D. & Patchett P. J. 2008 – The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR : Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1-2), 48-57.

Cocks L. R. M. & Torsvik T. H. 2021 – Ordovician palaeogeography and climate change. *Gondwana Research*, 100, 53-72.

Cramer B. D. & Jarvis I. 2020 – Carbon isotope stratigraphy. In *Geologic time scale* 2020,1, 309-343. Elsevier.

Dabard M.-P., Loi A., Pavanetto P., Meloni M.-A., Hauser N., Matteini M. & Funedda A. 2021 – Provenance of Ediacaran-Ordovician sediments of the Medio Armorican Domain, Brittany, West France : Constraints from U/Pb detrital zircon and Sm–Nd isotope data. *Gondwana Research*, 90, 63-76.

Dabard M.-P., Guillocheau F., Loi A., Paris F. & Ballèvre M. 2009 – Évolution de la plate-forme paléozoïque centre-armoricaine de l'Ordovicien au Dévonien. In 12ème Congrès Français de Sédimentologie, Rennes 2009, Livret d'excursions, presqu'île de Crozon, *Publication Association des Sédimentologistes Français* (ASF), 65, 5-102.

Dabard M.-P., Loi A., Paris F., Ghienne J.-F., Pistis M. & Vidal M. 2015 – Sea-level curve for the Middle to early Late Ordovician in the Armorican Massif (western France) : Icehouse third-order glacio-eustatic cycles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 436, 96-111.

Darboux J. R. & Rolet J. 1979 – *Mise en évidence d'unité hercynienne différenciées dans le domaine centre-armoricain occidental : rapprochements ? Recouvrements ?* 7e Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Lyon, 143 (abstract).

Ferretti A., Messori A. & Bergström S. M. 2014 – Composition and significance of the Katian (Upper Ordovician) conodont fauna of the Vaux Limestone ("Calcaire des Vaux") in Normandy, France. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 63, 214-219.

Finnegan S., Heim N. A., Peters S. E. & Fischer W. W. 2012 – Climate change and the selective signature of the Late Ordovician mass extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(18), 6829-6834.

Ghienne J.-F., Desrochers A., Vandenbroucke T. R., Achab A., Asselin E., Dabard M.-P., Farley C., Loi A., Paris F. & Wickson S. 2014 – A Cenozoic-style scenario for the end-Ordovician glaciation. *Nature Communications*, 5(1), 4485.

Goldman D., Sadler P. M., Leslie S. A., Melchin M. J., Agterberg F. P. & Gradstein F. M. 2020 – The Ordovician Period. In *Geologic time scale* 2020, 631-694. Elsevier.

Goldstein S. L., & Hemming S. R. 2003 – Long-lived isotopic tracers in oceanography, paleoceanography, and ice-sheet dynamics. *Treatise on geochemistry*, 6, 625.

Goldstein S. L., O'nions R. K. & Hamilton P. J. 1984 – A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth and planetary Science letters*, 70(2), 221-236.

Gorini A., Vidal M., Loi A. & Paris, F. 2008 – Evoluzione stratigrafica pre-hirnantiana della Formazione di Kermeur (Massiccio Armoricano). *Rendiconti online della Societa Geologica Italiana*, 3(2), 451-452.

Gorjan P., Kaiho K., Fike D. A. & Xu C. 2012 – Carbon-and sulfur-isotope geochemistry of the Hirnantian (Late Ordovician) Wangjiawan (Riverside) section, South China : Global correlation and environmental event interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 337, 14-22.

Gougeon R., Néraudeau, D., Loi, A., & Poujol, M. 2022 – New insights into the early evolution of horizontal spiral trace fossils and the age of the Brioverian series (Ediacaran–Cambrian) in Brittany, NW France. *Geological Magazine*, 159(7), 1284-1294.

Hamoumi N. 1981 – *Analyse sédimentologique des formations de l'Ordovicien Supérieur en presqu'île de Crozon (Massif armoricain). Comparaison des coupes du Veryac'h et de l'Aber-Kerglintin*. Thèse de 3e cycle. Université de Brest, France (inédit), 224 p.

Hamoumi N., Le Ribault L. & Pelthate A. 1981 – Les schistes du Cosquer (Ordovicien supérieur, Massif armoricain occidental): une formation glacio-marine à la périphérie d'un inlandsis ordovicien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(23), 279-286.

Hatch J. R., Jacobson S. R., Witzke B. J., Risatti J. B., Anders D. E., Watney W. L., Newell K. D. & Vuletich A. K. 1987 – Possible late Middle Ordovician organic carbon isotope excursion : Evidence from Ordovician oils and hydrocarbon source rocks, mid-continent and east-central United States. *AAPG bulletin*, 71(11), 1342-1354.

Hiscott R. N. 1978 – Provenance of Ordovician deep-water sandstones, Tourelle Formation, Quebec, and implications for initiation of the Taconic orogeny. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15(10), 1579-1597.

Jang K., Ahn Y., Joe Y. J., Braun C. A., Joo Y. J., Kim J.-H., Bayo G., Forwick M., Vogt C. & Nam S.-I. 2021 – Glacial and environmental changes in northern Svalbard over the last 16.3 ka inferred from neodymium isotopes. *Global and Planetary Change*, 201, 103483.

Jang K., Bayon G., Vogt C., Forwick M., Ahn Y., Kim J.-H. & Nam S.-I. 2023 – Non-linear response of glacier melting to Holocene warming in Svalbard recorded by sedimentary iron (oxyhydr) oxides. *Earth and Planetary Science Letters*, 607, 118054.

Kozik N. P., Young S. A., Newby S. M., Liu M., Chen, D., Hammarlund E. U., Bond D. P., Them T. R. & Owens J. D. 2022 – Rapid marine oxygen variability : Driver of the Late Ordovician mass extinction. *Science Advances,* 8(46), eabn8345.

Le Gall B., Authemayou C., Graindorge D., Duperret A., Kaci T., Ehrhold A. & Schmitt T. 2021 – Status of basement terranes in orogens : Insights from the Cadomian domain of the North Armorican Variscides, Western France. *Tectonics*, 40(5), e2020TC006578.

Lefebvre B., Álvaro J. J., Casas J. M., Ghienne J.-F., Herbosch A., Loi A., Monceret E., Verniers J., Vidal M. & Vizcaïno D. 2023 – The Ordovician from France and neighbouring areas of Belgium and Germany. Geological Society, London, *Special Publications*, 532(1), SP532-2022.

Loi A., Ghienne J.-F., Dabard M.-P., Paris F., Botquelen A., Christ N., Elaouad-Debbaj Z., Gorini A., Vidal M. & Videt B. 2010 – The Late Ordovician glacio-eustatic record from a high-latitude storm-dominated shelf succession : The Bou Ingarf section (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296(3-4), 332-358.

Long D. G. F. 1991 – A non-glacial origin for the ordovician (middle caradocian) cosquer formation, veryarc'h, crozon peninsula, brittany, France. *Geological Journal*, 26(4), 279-293.

Mélou M. 1987 – Découverte de *Hirnantia sagittifera* (M'Coy, 1851)(*Orthida, Brachiopoda*) dans l'Ordovicien Supérieur (Ashgillien) de l'extrémité occidentale du Massif armoricain. *Geobios*, 20(5), 679-685.

Mélou M. 1990 – Brachiopodes articulés de la coupe de l'île de Rosan (Crozon, Finistère). Formation des tufs et calcaires de Rosan (Caradoc-Ashgill). *Geobios*, 23(5), 539-579.

Munnecke A., Calner M., Harper D. A. T. & Servais T. 2010 – Ordovician and Silurian sea–water chemistry, sea level, and climate : A synopsis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296(3), 389-413. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.08.001

Néraudeau D., Dabard M.-P., El Albani A., Gougeon R., Mazurier A., Pierson Wickmann A.-C., Poujol M,. Saint Martin J.-P. & Saint Martin S. 2019 – First evidence of Ediacaran–Fortunian elliptical body fossils in the Brioverian series of Brittany, NW France. *Lethaia* 51, 513–22.

Paris F. 2016 – L'Ordovicien du Domaine médio-nord-armoricain : Contexte paléogéographique et datation par les chitinozoaires. *Fossiles*, hors série VII, 5-20.

Paris F. & Le Hérissé A. 2002 – Early Palaeozoic strata and organic-walled microfossils in Crozon Peninsula (Western Brittany, France). In *A geological excursion of the CIMP meeting*, 39.

Paris F., Bourahrouh A., & Le Hérissé A. 2000 – The effects of the final stages of the Late Ordovician glaciation on marine palynomorphs (chitinozoans, acritarchs, leiospheres) in well Nl-2 (NE Algerian Sahara). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 113(1-3), 87-104.

Paris F., Pelhâte A. & Weyant M. 1981 – Conodontes ashgilliens dans la Formation de Rosan, Coupe de Lostmarc'h (Finistère, Massif armoricain). Conséquences paléogéographiques. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, C, 13(2),15-35.

Paris F., Robardet M., Dabard M.-P., Feist R., Ghienne J. F., Guillocheau F., Le Hérissé A., Loi A., Mélou M. & Servais T. 1999 – Ordovician sedimentary rocks of France. *Acta Universitatis Carolinae. Geologica*, 43, 85-88.

Plusquellec Y. 2010 – Avec la collaboration de Chauvel J.-J., Darboux J.-R., Gourvennec R., Hallégouët B., Le Hérissé A., Morzadec P., Paris F. et Vidal M. *Curiosités géologiques de la Presqu'île de Crozon*. BRGM éditions, Apogée, SGMB, 110 p.

Plusquellec Y., Rolet J., Darboux J. R., Bosold A., Chantraine J., Chauris L. & Chauvel J. J. 1999 – Notice explicative de la feuille Châteaulin à 1/50000. *Carte géologique de la France*, BRGM.

Rasmussen C. M., Kröger B., Nielsen M. L. & Colmenar J. 2019 – Cascading trend of Early Paleozoic marine radiations paused by Late Ordovician extinctions. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(15), 7207-7213.

Robardet M., Bonjour J. L., Paris F., Morzadec P. & Racheboeuf P. R. 1994 – Ordovician, Silurian, and Devonian of the Medio-North-Armorican Domain. In: Keppie J.D. (Ed.) *Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, 142-151. Springer-Verlag, Berlin.

Rolet J., Thonon P. & Chevalier Y. 1984 – *La cicatrice Crozon-Nord Crozon-Sud (Finistère) est jalonnée de volcanites et basites grenues en lambeaux*. Réunion annuelle des sciences de la terre, 10, Bordeaux, p. 481 (abstract).

Rong J., Harper D. A. T., Huang B., Li R., Zhang X. & Chen D. 2020 – The latest Ordovician Hirnantian brachiopod faunas : New global insights. *Earth-Science Reviews*, 208, 103280.

Sepkoski J. J. 1981 – A factor analytic description of the Phanerozoic marine fossil record. *Paleobiology*, 7(1), 36-53.

Sepkoski J. J. 1997 – Biodiversity : Past, Present, and Future. *Journal of Paleontology*, 71(4), 533-539. https://doi.org/10.1017/S0022336000040026

Shan L., Yan K., Zhang Y., Li J. & Servais T. 2022 – Palaeoecology of Cambrian–Ordovician acritarchs from China : Evidence for a progressive invasion of the marine habitats. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 377(1847), 20210035. https://doi.org/10.1098/rstb.2021.0035

Soulet G., Ménot G., Bayon G., Rostek F., Ponzevera E., Toucanne S., Lericolais, G. & Bard E. 2013 – Abrupt drainage cycles of the Fennoscandian Ice Sheet. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(17), 6682-6687.

Stigall A. L., Edwards C. T., Freeman R. L. & Rasmussen C. M. 2019 – Coordinated biotic and abiotic change during the Great Ordovician Biodiversification Event : Darriwilian assembly of early Paleozoic building blocks. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 530, 249-270.

Swanson-Hysell N. L. & Macdonald F. A. 2017 – Tropical weathering of the Taconic orogeny as a driver for Ordovician cooling. *Geology*, 45(8), 719-722.

Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda, S. & Shimizu H. 2000 – JNdi-1 : A neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology*, 168(3-4), 279-281.

Toucanne S., Soulet G., Freslon N., Jacinto R. S., Dennielou B., Zaragosi S., Eynaud F., Bourillet J.-F. & Bayon G. 2015 – Millennial-scale fluctuations of the European Ice Sheet at the end of the last glacial, and their potential impact on global climate. *Quaternary Science Reviews*, 123, 113-133.

Turner B. R., Armstrong H. A. & Holt P. 2011 – Visions of ice sheets in the early Ordovician greenhouse world : Evidence from the Peninsula Formation, Cape Peninsula, South Africa. *Sedimentary Geology*, 236(3-4), 226-238.

Turner B. R., Armstrong H. A., Wilson C. R. & Makhlouf I. M. 2012 – High frequency eustatic sea-level changes during the Middle to early Late Ordovician of southern Jordan : Indirect evidence for a Darriwilian Ice Age in Gondwana. *Sedimentary Geology*, 251, 34-48.

Vidal M., Dabard M.-P., Gourvennec R., Le Hérissé A., Loi A., Paris F., Plusquellec, Y. & Racheboeuf P. R. 2011 – Le Paleozoique de la presqu'ile de Crozon, Massif armoricain (France). *Géologie de la Franc*e, 1, 45 p.

Webby B.D. 2004 – Introduction. In: Webby, B.D., Paris, F., Droser, M.L. & Percival, I.G. (Eds): *The Great Ordovician Biodiversification Event.* Columbia University Press, New York, 1-37. https://doi.org/10.7312/webb12678

Zhang J., Lyons T. W., Li C., Fang X., Chen Q., Botting J. & Zhang Y. 2022 – What triggered the Late Ordovician mass extinction (LOME)? Perspectives from geobiology and biogeochemical modeling. *Global and Planetary Change*, 216, 103917.