

L'excursion du GFP dans le Massif du Brabant (Belgique)

Jacky Rousselle, membre du Groupe Français du Paléozoïque (GFP),
membre de la SAGA.

Les 23 et 24 septembre 2013, sous la conduite d'Alain Herbosch (Université Libre de Bruxelles) et de Jacques Verniers (Université de Gand), le GFP a entrepris son excursion de 2013 en Belgique, dans le Massif du Brabant, pour étudier sa géologie dans sa partie sud-est à la faveur des coupes naturelles réalisées dans les vallées de la Dyle et de la Senne. Alain Herbosch et Jacques Verniers nous ont conduits le long d'affleurements représentatifs de différentes formations.

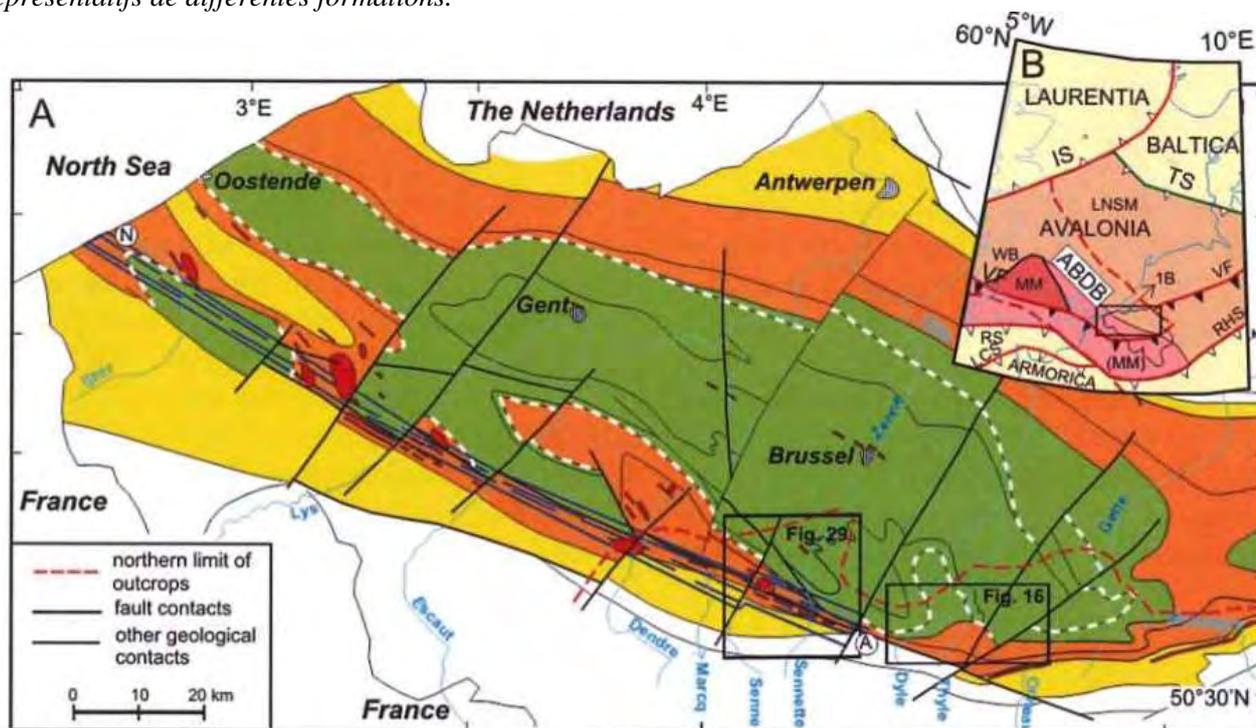


Figure 1.

A. Schéma structural du Massif du Brabant.

B. Position du Massif du Brabant au sein de la ceinture de déformation anglo-brabantaise (modifiée d'après [1]).

Déroulement de l'excursion

La première journée d'excursion correspond aux affleurements situés dans la région du Bassin de la Dyle (délimitée dans le rectangle de droite de la figure 1) et la deuxième journée d'excursion à ceux du Bassin de la Senne (dans le rectangle de gauche). Les

formations visitées, selon la stratigraphie présentée en Annexe 1, couvrent le Cambrien jusqu'à l'Ordovicien pour la première journée et du Cambrien jusqu'au Dévonien pour la deuxième journée. Le Massif du Brabant appartient au microcontinent Avalonia (figure 1) et l'enregistrement sédimentaire, particulièrement complet, reflète l'évolution géodynamique



Figure 2.

A. Arrêt 1 : ancienne carrière 'Al Vau', le long de la rivière Orne - quartzite blanche et grès argileux verdâtres de la Formation de Blanmont (partie supérieure de l'étage 2 du Terreneuvien supérieur), droite : Alain Herbosch, gauche : Michel Faure (Institut des Sciences de la Terre d'Orléans). **B.** Arrêt 9 : hameau du 45 vallée de l'Hain – turbidites haute densité type Bouma de la Formation de Tubize, membre Rogissart (étage 3 médian à étage 4 médian, séries 2 cambriennes). **C.** Arrêt 10A : tranchée du canal Bruxelles-Charleroi, pont Asquemont, vallée de la Sennette – slate gris vert massif sans stratification visible (interprété comme environnement de bassin profond pélagique) de la Formation de Oisquerc, membre Asquemont (étage 4 médian à étage 5 inférieur ; séries 2-3 cambriennes). **D.** Arrêt 10B : tranchée du canal Bruxelles-Charleroi, pont Asquemont, vallée de la Sennette - Asquemont Detachment Fault séparant en haut Fm Oisquercq et en bas Fm Chevlipont (Trémadocien inférieur). **E.** Arrêt 4 : ancienne carrière de Franquénies, vallée Ry Angon - partie inférieure de la Formation de Mousty, membre Franquénies (Furongien-Trémadocien basal). **F.** Arrêt 5 : tranchée du chemin de fer près du vieux moulin de Chevlipont, vallée Thyle – turbidites de la Formation de Chevlipont (Trémadocien basal). © Jacky Rousselle.

interprétée par les géologues belges selon l'Annexe 1 et selon les reconstructions de l'Annexe 2. Ainsi, il est distingué trois mégaséquences du Cambrien au Silurien qui correspondent à des évolutions géodynamiques d'Avalonia.

Les arrêts pendant les première et deuxième journées sont localisés respectivement aux Annexes 3 et 4 de ce compte rendu. Ce dernier ne reprend pas l'ordre des arrêts mais l'ordre chronostratigraphique des deux journées. Les numéros d'arrêt sont néanmoins conservés.

Mégaséquence 1.

Dépôts de rift en bordure de Gondawana

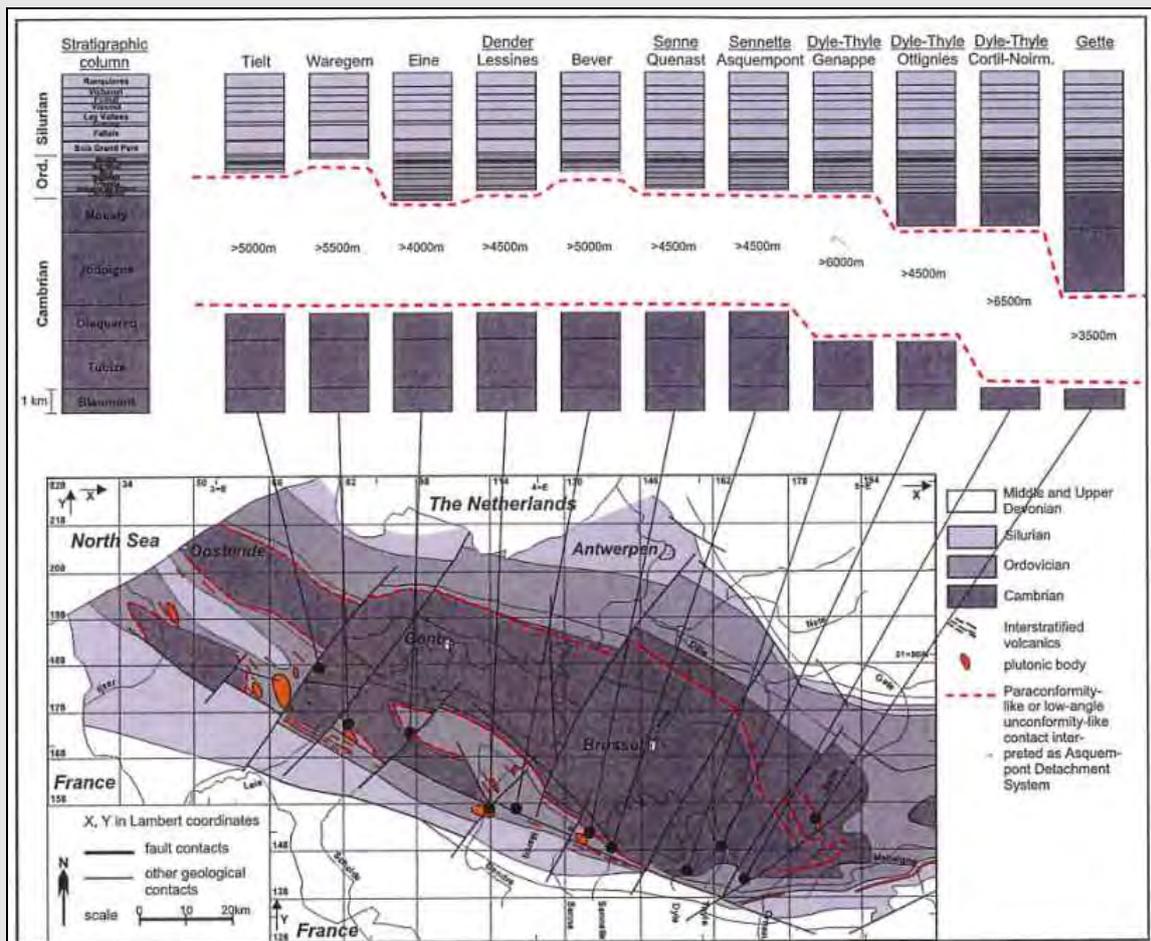
Ces formations sont faites de dépôts marins silico-clastiques de très grande épaisseur (plus de 9 000 m cumulés) qui sont interprétés comme liés à la formation d'un rift en bordure de Gondwana.

La Formation de Blanmont (Cambrien inférieur – étage 2) formée d'une succession monotone de grès avec de rares passées de shale de plus de 1 500 mètres

Le Système de Détachement d'Asquempont

(ADS, Asquempont Detachment System)

Ce système de faille s'observe tout autour du Massif du Brabant (cf. le tireté en blanc de la figure 1) et entraîne une lacune stratigraphique importante et variable entre le cœur cambrien du massif et sa bordure ordovicienne (cf. figure ci-dessous). Il s'agit d'un système de faille en extension à très faible angle qui s'est produit précocement, avant la schistosité. Ce faible angle et sa précocité expliquent sa forme lobée (cf. carte en annexe 3) ; en effet, ce système de faille a été plissé lors de la phase brabançonne du plissement calédonien. Pour Tim Debacker, qui est à l'origine de cette hypothèse, les événements extensifs se seraient produits entre l'Ordovicien moyen et le milieu du Silurien, avant l'intrusion volcanique de Quenast (430 Ma). Cette hypothèse remplace celle d'un charriage émise précédemment, elle a cependant l'avantage de mieux expliquer les observations de terrain récentes, en particulier celles liées à la cartographie du bassin de la Gette.



Carte géologique du Massif du Brabant montrant l'effet de l'ADS (Système de Détachement d'Asquempont) sur la stratigraphie ; d'après Debacker & Herbosch 2009 in [1].

d'épaisseur est interprétée comme associée à l'ouverture d'un rift (océan Proto-Rhéique ?), en milieu peu profond mais très subsident. Les formations surincombantes sont interprétées comme des turbidites et/ou des pélagites déposées dans un bassin profond (figure 2). La Formation de Chevillpont, du Trémadocien inférieur, montre une tendance à la régression qui est probablement l'annonce du rifting du microcontinent Avalonia (Annexe 2).

La mégaséquence 1 est interrompue par un hiatus stratigraphique important s'étendant du Trémadocien inférieur/moyen jusqu'au Dapingien/Darri-

willien. Ce hiatus est le reflet de la phase de séparation du microcontinent Avalonia du Gondwana et de l'ouverture de l'Océan Rhéique et est observé au même niveau stratigraphique au Royaume-Uni.

Il existe un hiatus d'environ 16 Ma sous la forme de non-conformité entre la fin de la mégaséquence 1 (Formation de Chevillpont, Trémadocien inférieur) et le début de la mégaséquence 2 (Formation de l'Abbaye de Villers, Darriwillien basal). Cette non-conformité reflète la séparation du microcontinent Avalonia du Gondwana [2], et l'ouverture de l'océan Rhéique [4, 5, 6]. L'événement est daté de la fin du Trémadocien [2, 3, 7].



Figure 3.

A. Arrêt 6 : côté occidental de la Vallée de la Thyle ; grès gris à mudstones plissés (siluro-dévonien) de la Formation d'Abbaye de Villers (Dapingien sup./Darriwillien basal).

B. Arrêt 7 : église de Villers-la-Ville et **C.** zoom sur le mur construit par des siltstones jaunâtres à gris bioturbés de la Formation Tribotte (Darriwillien basal).

D. Arrêt 8 : ancienne route vers Rigenée, près du Château Le Castelet, Formosa Flooding Event enregistré dans la Formation de Rigenée (Darriwillien).

E. Arrêt 11 : route de Fauquez, vallée de la Sennette ; slates noirs turbiditiques de la Formation de Fauquez (Katien moyen), interprétés comme montrant un environnement marin profond anoxique.

© Jacky Rousselle.

Mégaséquence 2. Dérive du microcontinent Avalonia jusqu'à sa collision avec Baltica

La mégaséquence 2 débute à la Formation de l'Abbaye de Villers (Darriwillien inférieur) et se termine aux Formations de Huet et Fauquez (Katien moyen).

Les Formations de Huet et Madot (figures 3 et 4) du Katien moyen et supérieur montrent des faciès à débris fossiles qui ont enregistré le déplacement rapide d'Avalonia vers de plus basses latitudes aussi bien que l'événement pré-hirnantien dit 'Événement de Boda' [8].

La mégaséquence 2 correspond à l'histoire d'Avalonia comme un microcontinent indépendant, alors qu'il dérive très rapidement (< 20 cm/an) dans l'océan Iapetus vers de plus basses latitudes du Gondwana vers Baltica, avec lequel il entra en collision oblique *at circa* 450 Ma [8].

Mégaséquence 3. De la collision du microcontinent Avalonia avec Baltica,

à la collision de l'ensemble Avalonia-Baltica avec le continent Laurentia

Le passage de la mégaséquence 2 à la mégaséquence 3 est marqué par une brutale variation de paléobathymétrie et par une importante phase de volcanisme. En effet, au passage à la Formation de Madot (Katien), on passe des turbidites déposées sur le talus de la Formation de Fauquez à des sédiments volcano-sédimentaires et sédimentaires déposés sur la plate-forme à très faible profondeur : coraux en place, tufs à stratifications entrecroisées (figure 4).

Cette transition est contemporaine de la collision oblique et douce du microcontinent Avalonia avec le continent Baltica. Le magmatisme associé était anciennement expliqué comme un magmatisme calco-alcalin lié à la subduction de l'océan Tornquist vers le SSE sous Avalonia.

Suite à de nouvelles analyses chimiques et isotopiques ainsi que l'âge de ce magmatisme, Linnemann et *al.* [7] réinterprètent ce magmatisme comme d'origine crustale comme intracontinental post-collisionnel, daté d'entre 450 et 440 Ma.



Figure 4

A. Arrêt 12 : Bois des Roc dans la vallée du ruisseau de Fauquez – dacites de la Formation de Madot (Katien), interprétées comme du volcanisme calco-alcalin fortement potassique syncollisionnel intracontinental, associées à des dépôts marins du Boda Event.

B. Arrêt 13 : côté occidental du canal de Ronquières – alternance de turbidites distales hémipélagiques et de dépôts de bassins d'avant-pays de la Formation de Ronquières (Gorstien).

C. Arrêt additionnel : réserve botanique de la Samme - Conglomérat rouge de la Formation du bois de Bordeaux (Givétien) discordant sur les dépôts de la Formation de Ronquières.

© Jacky Rousselle.

La mégaséquence 3 enregistre des dépôts de plate-forme jusqu'au Télychien moyen, les dépôts évoluent ensuite à des épaisses séries de turbidites de bassins profonds qui se terminent par la Formation de Ronquières (Gorstien supérieur). L'épaisseur de ces séries (> 3 000 m) et les courbes de subsidence montrent que cette période correspond à la formation d'un bassin d'avant-pays, à la collision de l'ensemble Avalonia-Baltica avec le continent Laurentia et à l'inversion progressive du Brabant.

L'enregistrement sédimentaire continue jusqu'à l'extrême base du Lochkovien (Dévonien inférieur) mais il n'est connu que partiellement en sondages. Ensuite, on observe un hiatus jusqu'au Givétien qui repose en discordance angulaire sur le Massif du Brabant. Cette discordance dite brabantienne correspond à la phase paroxysmale du plissement calédonien.

En conclusion, cette excursion 2013 du GFP a été majeure pour la connaissance de la géologie de cette région mal connue du continent européen. Le GFP remercie chaleureusement les deux organisateurs Alain Herbosch et Jacques Verniers pour leur travail considérable de préparation de l'excursion et pour leur accompagnement pendant cette dernière. Étant donné l'importance de ces connaissances, il convient qu'elles soient communiquées et diffusées largement.

Références

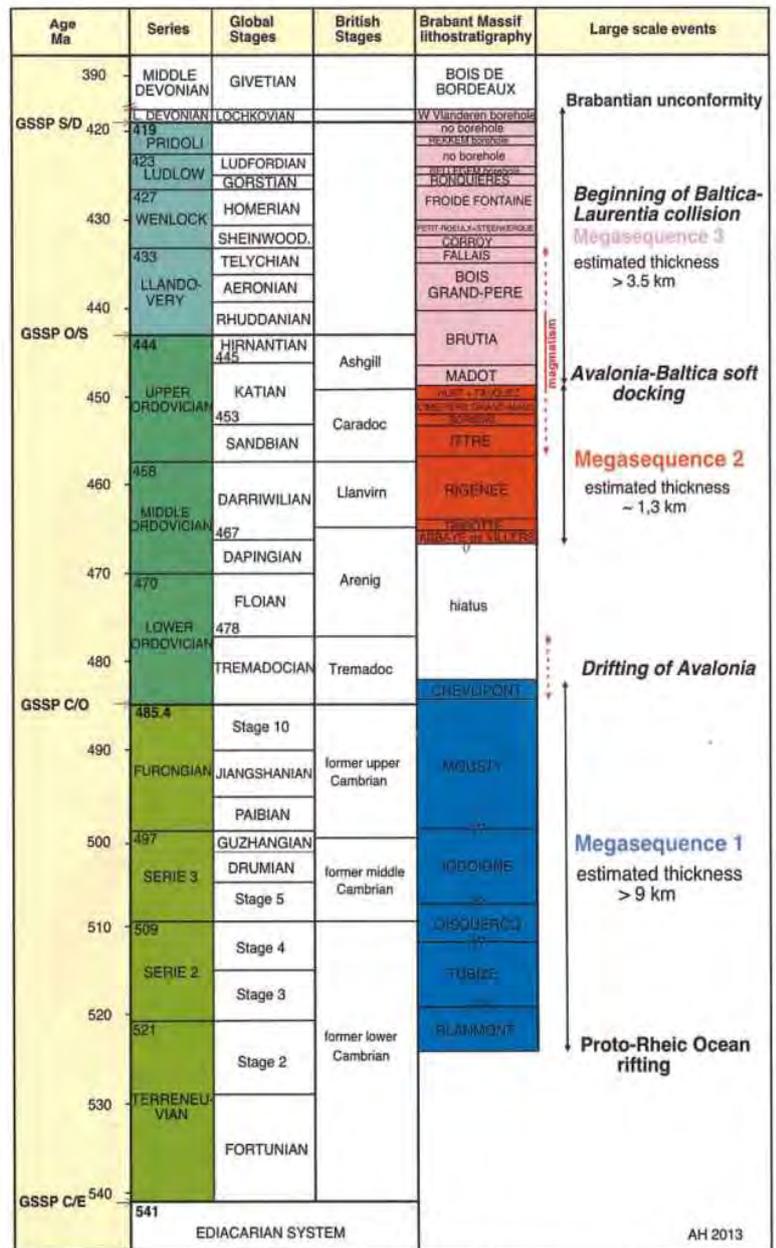
[1] Field guide to the geology of the Brabant Massif – Field trip organized for the Groupe Français du Paléozoïque by A. Herbosch (Université Libre de Bruxelles) and J. Verniers (Universiteit Gent), 23-24 September 2013.
 [2] COCKS L.R.M. & TORSVIK T.H. (2002) – Earth geography from 500 to 400 million years ago : a faunal and palaeomagnetic review. *Journal of the Geological Society* **159**(6), 631–644.
 [3] COCKS L.R.M. & TORSVIK T.H. (2005) – Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: The gain and loss of a terrane's identity. *Earth-Science Reviews* **72**(1-2), 39–66.
 [4] VERNIERS J., HERBOSCH A., VANGUESTAINE M., GEUKENS F., DELCAMBRE B., PINGOT J.-L., BELANGER C.L., HENNEBERT M., DEBACKER T., SINTUBIN M. & DE VOS W. (2001) – Cambrian-Ordovician-Silurian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica* **4**(1), 5–38.
 [5] HERBOSCH A. & VERNIERS J. (2013) – Stratigraphy of the Lower Palaeozoic of the Brabant Massif, Belgium. Part I : The Cambro-Ordovician from the Halle and Ottignies groups. *Geologica Belgica* **16**(1-2), 49–65.
 [6] HERBOSCH A. & VERNIERS J. (in press). Stratigraphy of the Lower Palaeozoic of the Bra-

bant Massif, Belgium. Part II : The Middle Ordovician to lowest Silurian of the Rebecq Group. *Geologica Belgica*.

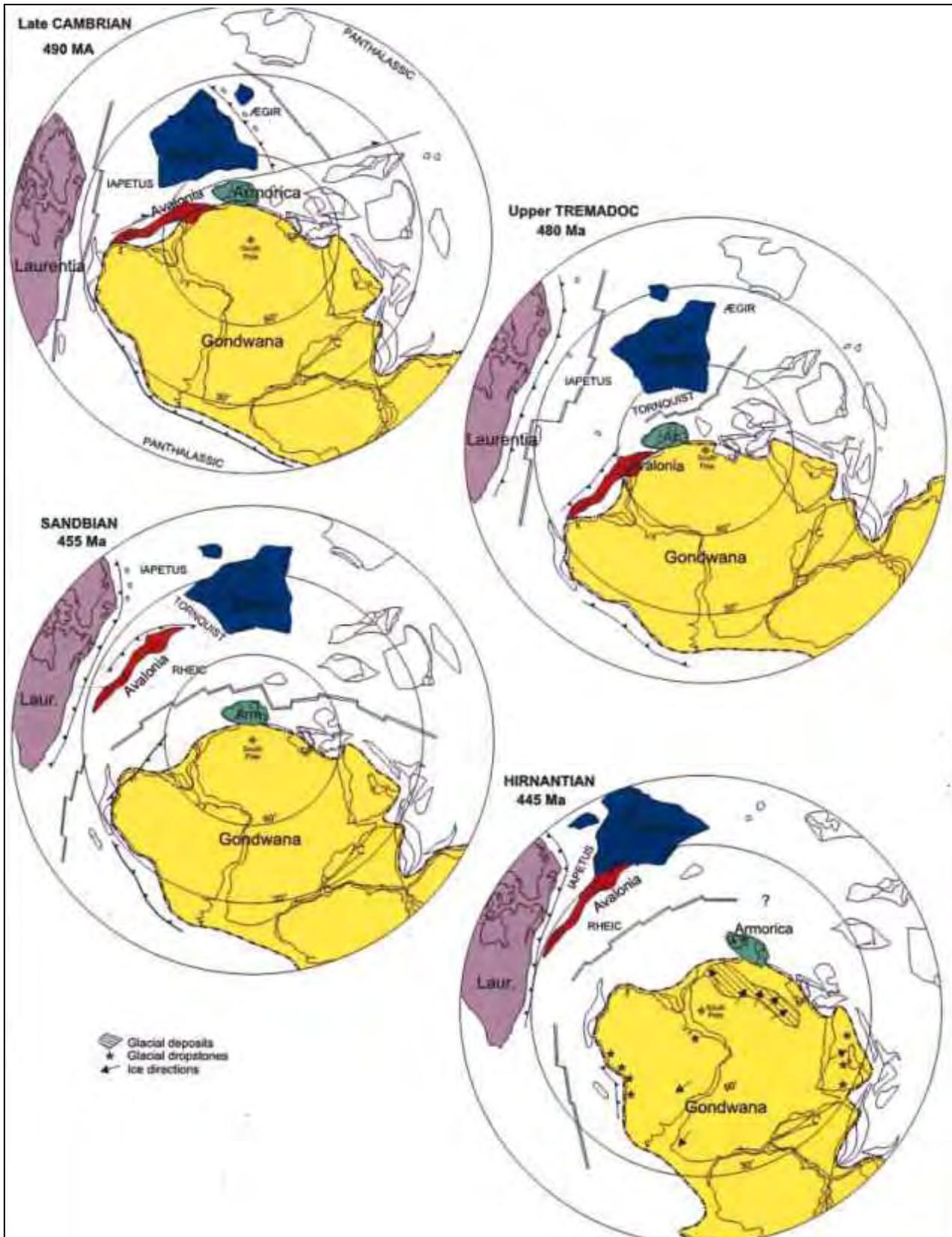
[7] LINNEMANN U., HERBOSCH A., LIÉGEOIS J.-P., PIN C., GÄRTNER A. & HOFMANN M. (2012) – The Cambrian to Devonian odyssey of the Brabant Massif within Avalonia : a review with new zircon ages, geochemistry, Sm–Nd isotopes, stratigraphy and palaeogeography. *Earth-Science Reviews* **112**(3-4), 126–154.

[8] FORTEY R.A. & COCKS L.R.M. (2005) – Late Ordovician global warming - The Boda event. *Geology* **33**(5), 405–408.

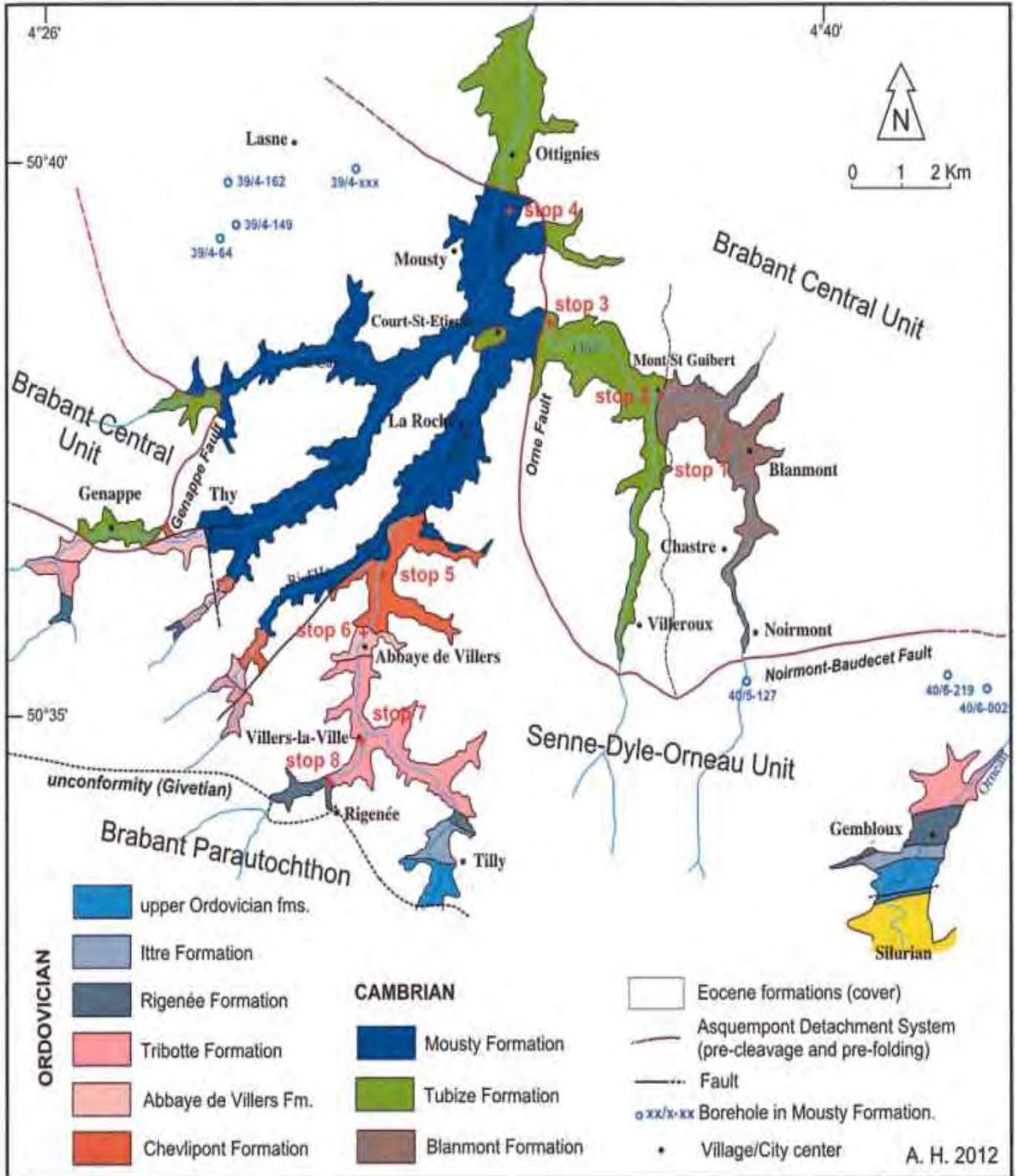
**Annexe 1.
 Chrono et lithostratigraphie
 de l'enregistrement sédimentaire
 du Massif du Brabant**



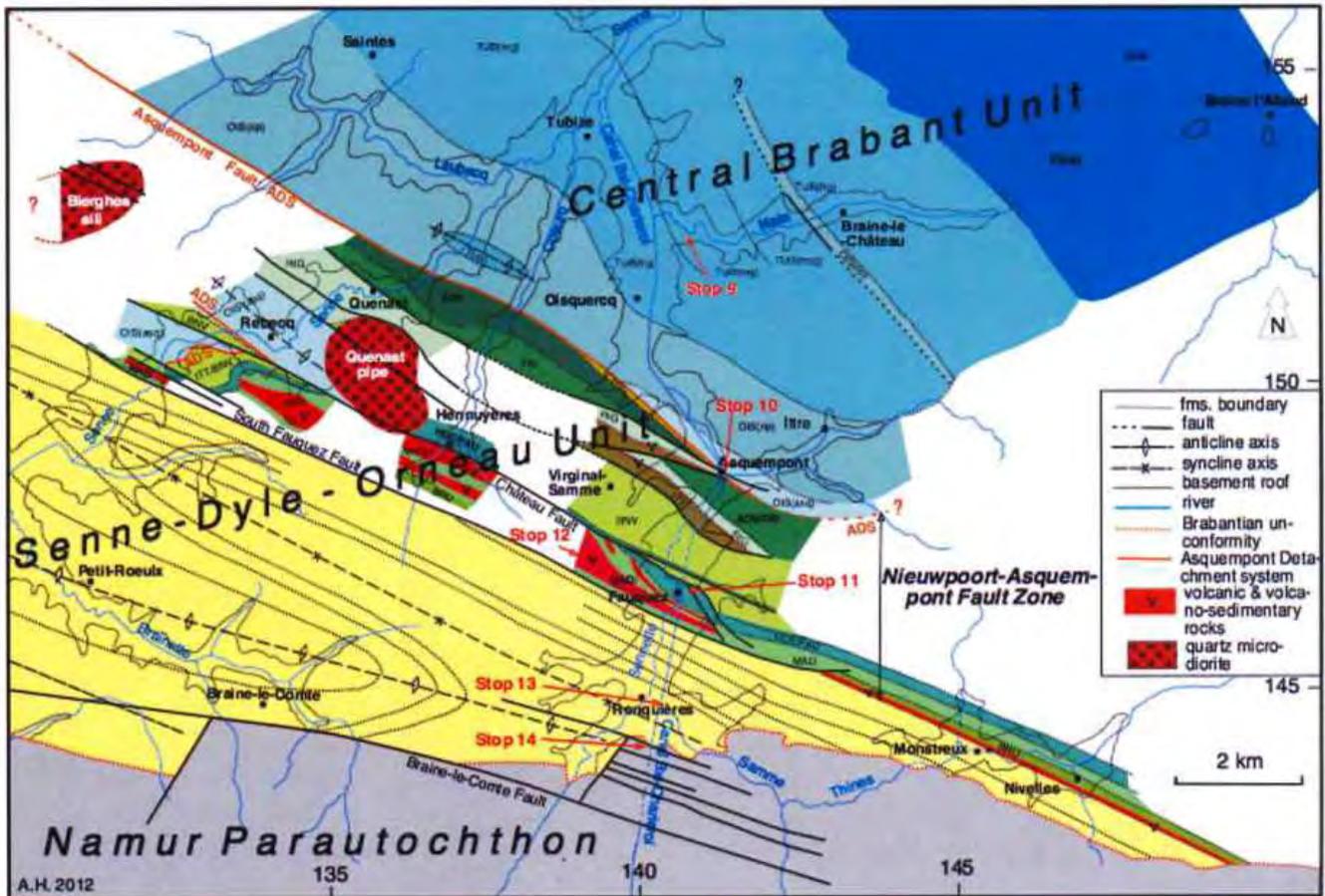
Annexe 2. Reconstructions paléogéographiques du Cambrien à l'Ordovicien



Annexe 3. Les arrêts de la première journée



Annexe 4. Les arrêts de la deuxième journée



Les nouvelles de la minéralogie

*Philippe Berger-Sabatel,
membre de la Commission de minéralogie.*

► Le Règne Minéral

Revue française de minéralogie.
N° 119. Septembre-Octobre 2014.

Au sommaire, après une préface de Pierre Bariand, ancien directeur de la collection des minéraux de l'Université Pierre-et-Marie-Curie, à Jussieu :

• **Histoire de la mine de Puy-les-Vignes, Saint-Léonard-de-Noblat, Haute-Vienne.**

Par Bernard Mouthier.

Cette très ancienne mine a été exploitée d'abord pour l'or, puis l'étain, enfin pour le tungstène,

depuis la fin du XVIII^e siècle, dans un puissant filon de quartz. Son histoire est chargée de multiples rebondissements et d'échecs ; elle s'est arrêtée définitivement en 1957.

• **Le gisement de tungstène de Puy-les-Vignes : contexte géologique et métallogénique régional.**

Par Michel Cuney & Christian Marignac.

Le gisement a la forme d'une « pipe » encaissée dans les gneiss, découpée en deux parties par une faille ; seul le compartiment oriental a été exploité. Deux cycles de minéralisations ont été reconnus datant du Carbonifère (Silésien basal, de – 310 à – 325 Ma), avec notamment la ferberite $Fe^{2+}WO_4$.

• **Les minéraux de la mine de Puy-les-Vignes, Saint-Léonard-de-Noblat, Haute-Vienne.**

Par Julien Lebocey.

La minéralisation du gisement est très riche, mais peu de spécimens ont pu être préservés. « Trois espèces sont