

L'Icartien armoricain : des roches datées à 2 milliards d'années

Erwan HALLOT

L'Icartien nous fait atteindre au tréfonds de la mémoire de la terre armoricaine. Les travaux et le souvenir de Bernard Auvray accompagnent cette présentation.



B. Auvray

La plage et les falaises de Port-Béni : une localité historique pour l'étude et la datation de l'Icartien.

Le Massif armoricain renferme essentiellement des roches anciennes. Pour la plupart, leur formation nous transporte à la fin du *Précambrien* et au *Paléozoïque*, à des périodes de temps reculées qui enregistrent sur la Terre la diversification des formes de vie primitives. Avec des âges compris entre environ 650 et 250 Ma (millions d'années), ces roches témoignent d'une histoire

géologique relativement continue depuis le *Néo-protérozoïque* — ou *Protérozoïque supérieur* — jusqu'au *Permien* (figures p. 13 et 14). Elles racontent principalement la formation et la destruction de deux anciennes chaînes de montagne. Ce sont les orogènes, *cadomien* à la fin du *Précambrien* et *hercynien* au *Paléozoïque* (voir, par exemple, Dercourt, 1997).

Le plus vieux patrimoine géologique métropolitain

Cependant, dans le Nord du Massif armoricain affleurent également des roches encore plus vieilles. Elles sont d'âge *Paléoproତோzoïque* — ou *Protérozoïque inférieur*. Ces dernières sont rattachées à un événement orogénique appelé Icartien. L'Icartien est aujourd'hui clairement identifié dans le Trégor, en particulier en baie de Lannion, le Nord-Cotentin et quelques îles anglo-normandes. Parmi celles-ci, figure surtout Guernesey, où "Icart Point" au Sud de l'île lui a donné son nom et ses affleurements de référence. En Armorique, l'Icartien se manifeste au minimum entre 2,2 et 1,8 Ga (milliards d'années), autant dire, à l'échelle des temps géologiques, à peine plus récemment que la moitié de l'âge de la Terre.

En Bretagne, on ne connaît pas, jusqu'à présent, d'autre activité géologique antérieure à 750 Ma. Cet âge, *néo-protérozoïque moyen*, est celui d'une partie des roches du flanc est de la baie de Saint-Brieuc (Égal *et al.*, 1996). Une importante lacune d'activité, couvrant un intervalle de temps voisin de 1 Ga, sépare ainsi, l'Icartien des événements précoces rattachés à l'orogénèse cadomienne.

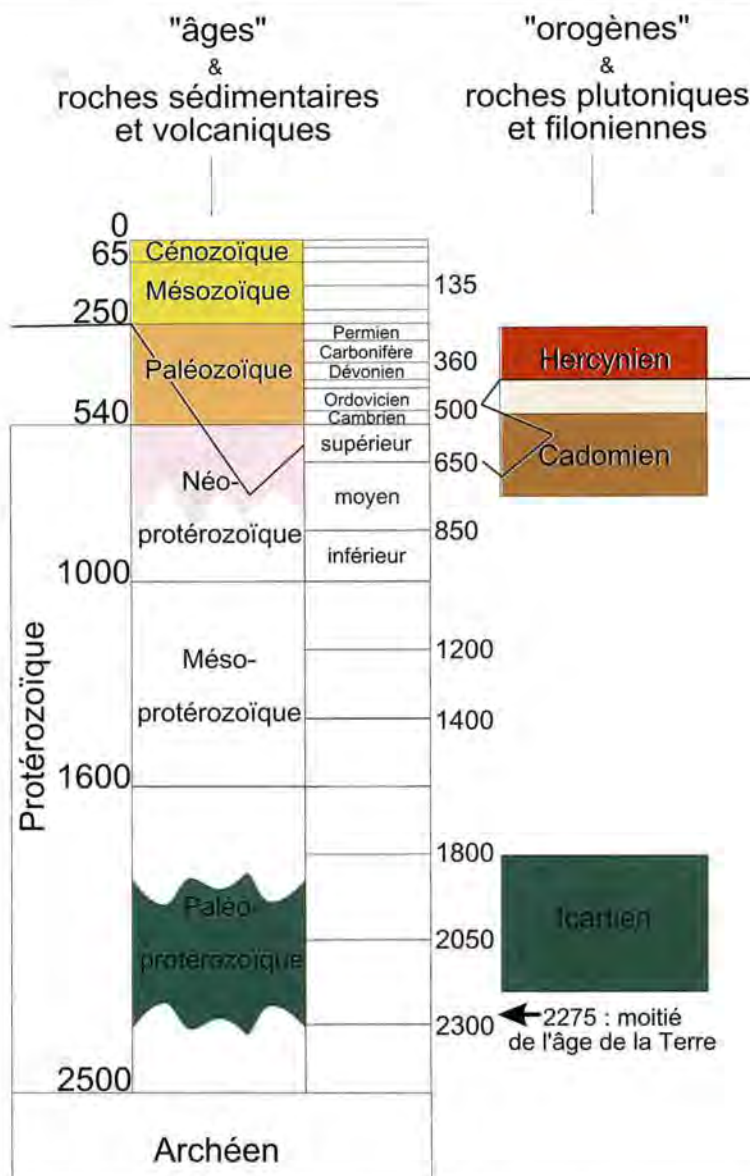
En France européenne, on ne connaît pas non plus d'affleurements de roches plus anciennes que celles constituant l'Icartien. Dans le golfe de Gascogne, un conglomérat mésozoïque immergé renferme des galets arrachés par érosion à un socle d'âge *archéen* et *néo-protérozoïque*. Cependant, l'équivalent non remanié de ce socle n'affleure pas (Guerrot, 1989). Au plus proche, en Europe, des terrains archéens et protérozoïques sont connus en Écosse (Lewisien) et dans le bouclier baltique, en particulier, en Finlande orientale. L'Icartien armoricain, constitue, donc, l'unique témoin de l'activité géologique précoce sur le territoire métropolitain. Il représente, au regard de son âge et de sa rareté relative, un patrimoine exceptionnel, qui demeure aussi, pour les mêmes raisons, assez méconnu.

Gneiss et gneiss

Dans le Massif armoricain, beaucoup de roches anciennes, qu'elles soient maintenant rattachées à l'Icartien, au Cadomien ou à l'Hercynien, sont des *gneiss*. Ce sont

des roches intensément métamorphisées, c'est-à-dire, transformées par recristallisation à l'état solide, suite à des augmentations de pression et de température. Ce *métamorphisme* peut résulter du transport en profondeur de roches préexistantes ou de leur réchauffement à proximité d'un liquide magmatique en cours de cristallisation. On parle, respectivement, de *métamorphisme régional*, souvent associé à la formation de chaînes de montagne, ou de *métamorphisme de contact*, au voisinage d'une intrusion de magma. Avant la transformation, les roches peuvent être d'origine sédimentaire, magmatique, voire, déjà métamorphique. Le processus s'accompagne souvent d'intenses déformations pendant lesquelles les minéraux métamorphiques acquièrent une orientation préférentielle appelée *foliation*. Il aboutit à la formation de roches d'aspect rubané, relativement uniformes, tel que le faciès final est rarement discriminant d'un événement géologique spécifique.

À cause de leurs âges anciens et de leur origine souvent magmatique, les gneiss armoricains ne renferment pas de fossile. Depuis le 19^{ème} siècle, pour dater et établir des corrélations géographiques entre ces formations anciennes azoïques, on dispose cependant de méthodes géologiques. Elles consistent à observer sur le terrain les relations géométriques entre les formations (nature des contacts, superposition, inclusion, ...). On peut aussi comparer au laboratoire les faciès de roches pour en déterminer les similitudes et les différences d'une région à l'autre (texture, minéralogie, ...). Ces méthodes permettent d'établir une chronologie relative pour définir la succession des événements. À partir du début du 20^{ème} siècle, elles ont très largement contribué à reconstruire l'histoire géologique régionale dans ses grandes lignes. En particulier, elles ont permis d'établir l'existence d'un socle antérieur au Cadomien avant que les âges absolus ne soient connus. Au cours des années 1960, dater les roches de manière absolue en mesurant leur radioactivité naturelle devient possible. L'apparition de ces techniques marque une transition majeure dans la reconnaissance des roches les plus anciennes du Massif armoricain. Cependant, en se basant sur des similitudes de faciès et sur des âges absolus encore mal contraints, on a, dans un premier temps, regroupé sous le terme "*Pentévrien*" un ensemble de formations dont les caractères, parfois très semblables, avaient été acquis lors d'événements différents. Il faut attendre le début des années 1980 pour que les datations



Les roches du Massif armoricain dans l'échelle des temps géologiques. La hauteur des segments est proportionnelle aux intervalles de temps nommés dans la colonne " âge " et chiffrés en millions d'années (Ma) depuis l'actuel. La colonne " orogène " indique les noms des cycles de formation des chaînes de montagnes et leurs positions dans l'échelle des temps. Les couleurs distinguent l'âge et la nature des roches du Massif armoricain comme dans la figure p. 14. La ligne brisée en gras sépare les roches jamais métamorphiques vers le haut des roches toujours intensément métamorphisées et transformées en gneiss vers le bas.

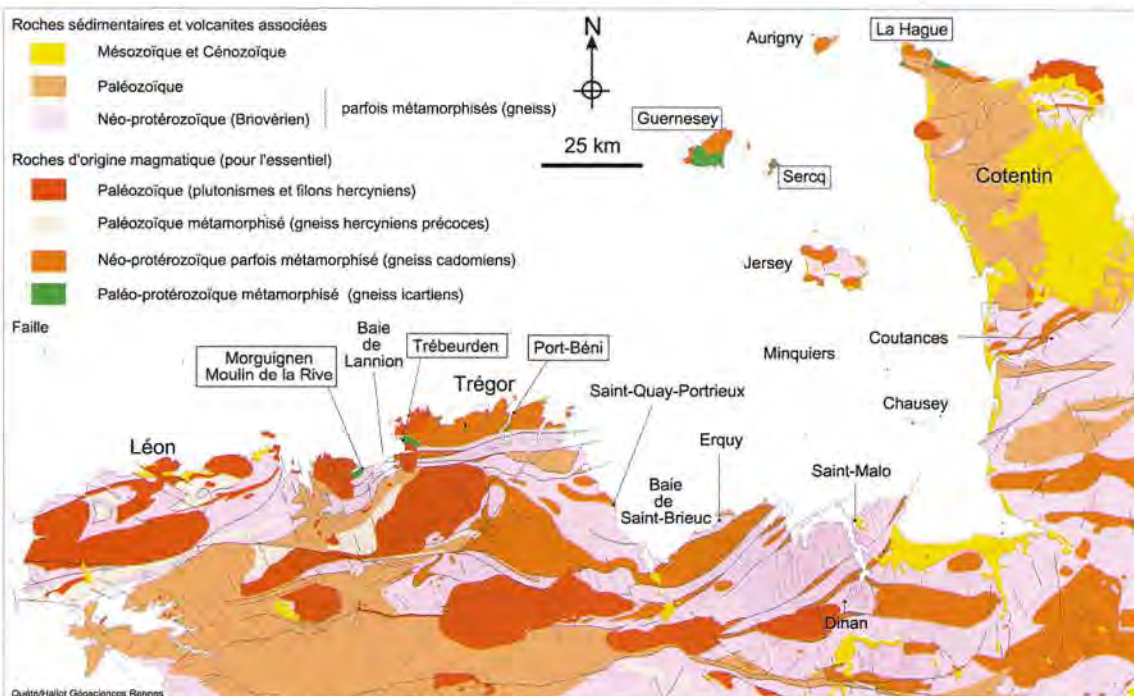
absolues soient mieux maîtrisées et que la définition du socle pré-cadomien se rapproche de celle donnée à l'Icartien aujourd'hui. Avant de décrire les affleure-

ments et les gneiss pour en extraire leur signification géologique, on propose ici de retracer l'historique de la découverte de ces roches anciennes.

L'épisode " Ch. Barrois "

Dès le 19^{ème} siècle, le caractère déformé des gneiss armoricains suggère leur ancienneté. En 1898, Barrois considère ainsi et à juste titre, la formation des "*micaschistes et gneiss fondamentaux de Port-Béni*" comme les roches les plus anciennes du Trégor (figure p. 15). Il les place à la base de la colonne stratigraphique, en dessous même du Briovérien, l'équivalent armoricain volcanique et sédimentaire de la fin du Précambrien. Ces "*lambeaux de gneiss noyés parmi les roches intrusives*",

la Rive et les "*gneiss de Trébeurden*". Barrois précise que ces deux formations de la baie de Lannion ne sont guère distinctes, sauf par les transformations qu'elles subissent au contact des intrusions plus récentes avec lesquelles elles sont contiguës (Saint-Jean-du-Doigt et Ploumanac'h). En 1908, Barrois n'établit pas de corrélation entre ces gneiss et ceux de Port-Béni. Sans doute, rapproche-t-il les gneiss de Port-Béni de ceux du Léon qu'il considère alors comme "*les plus anciennes formations du Nord de la Bretagne*" (Barrois, 1908). Ces derniers sont aujourd'hui rattachés au Paléozoïque tandis que les formations trégorroises ont donné des âges icartiens.



Carte géologique du Nord du Massif armoricain simplifiée à partir de la carte géologique de France au 1/1 000 000 (localités icartiennes encadrées).

comme il les décrit dès lors, sont clairement identifiés comme ce que l'on appelle aujourd'hui des xénolites. Il s'agit de panneaux arrachés par des magmas à leur encaissant solide. Ils figurent ainsi sur toutes les éditions de la carte géologique de Tréguier, y compris la plus récente (Auvray et al., 1976).

Sur la feuille voisine de Lannion, Barrois (1908) identifie également des formations anciennes. Parmi elles, il y a les "*cornes amphibolitiques*" de la région du Moulin de

Le socle initial

Les idées sur la question des roches anciennes évoluent peu jusqu'à ce que Cogné (1959a) introduise le terme "*Pentévrien*" pour nommer le socle du Briovérien armoricain. Il le définit en pays de Penthièvre, sur le flanc est de la baie de Saint-Brieuc. C'est le lieu où une formation volcanique alors rattachée au Briovérien (Erquy) repose en discordance

CARBONIFÈRE	{	1. Porphyrite micacée et Kerzanton de Trestraou.
		2. Diabase ophitique de Pleubian.
		3. Granite à biotite de Mantallot à Plouha.
		4. Granite à amphibole de Trégastel.
ORDOVICIEN	{	5. Grès armoricain à scolites et bilobites.
		6. Grès feldspathique.
CAMBRIEN	{	7. Poudingue d'Erquy à galets de roches cambriennes et précambriennes.
		8. Schiste vert ou pourpre de Plourivo.
		9. Porphyre quartzifère de Pors-Even, microgranulites, micropegmatites, porphyres sphérolitiques, pétrosiliceux et fluidaux.
		10. Orthophyre de l'Arcouest, comprenant plusieurs venues successives dont les ilons se coupent et se disloquent.
		11. Porphyrite à pyroxène de Kerlty, verres porphyritiques en coulées, tufs et projections.
		12. Schistes noduleux ou dalles, calcaires et quarzites de Plouézec.
PRÉCAMBRIEN	{	13. Poudingue de Bréhée, à galets variés de roches précambriennes, sédimentaires et éruptives.
		14. Granite à amphibole de Tréguter.
		15. Schistes et grauwackes de St-Lô comprenant la grande série des roches éruptives contemporaines du Trégorrois : diabases, porphyrites, variolites (Pontrieux, Lannion, Lanmeur), et les lits de poudingue de Gourin (Anse d'Yffiniac, Saint-Brieuc).
		16. Granite de Vire.
Micaschistes et gneiss fondamentaux de Port-Béné.		

Tableau stratigraphique des formations précambriennes et paléozoïques du Trégor d'après Charles Barrois (1898).

sur un ensemble gneissique plus ancien. Cogné (1959b) rapproche ces gneiss de ceux de la région de la Hague en Normandie. Graindor (1960) rebondit sur la proposition pentévrienne. Il envisage une corrélation entre le Pentévrien de la baie de Saint-Brieuc et ce qu'il a considéré jusqu'alors comme du Briovérien intensément métamorphisé. Il regroupe alors sous le nom de socle "sarnien", non seulement certaines roches de la région de la Hague, mais aussi une partie de celles des Minquiers, de Guernesey (dont le nom latin est Sarnia) et de Sercq, en Manche. L'idée de l'existence d'un vieux socle à Guernesey date de la fin du 19^{ème} siècle. Elle n'était basée, à l'époque, que sur une comparaison rapide au Lewisien d'Ecosse (Graindor 1960).

Malgré la similitude de faciès soulignée par Barrois (1908), Delattre *et al.*, (1966) distinguent totalement les deux formations gneissiques de la baie de Lannion. Ainsi pour la différencier des "gneiss de Trébeurden", la formation du Moulin de la Rive prend l'appellation "épidiorite de Morguignen". Si, à l'époque, ces deux formations sont rattachées à un socle précambrien, ni leur position stratigraphique exacte, ni l'âge des déformations qui les affectent ne sont clairs (Sandréa, 1960 ; Delattre *et al.*, 1966). Cogné (1962) suggère pourtant de les incorporer à l'ensemble pentévrien. Mais ce n'est qu'en 1968, que Verdier pense démontrer l'existence de déformations propres au Pentévrien en baie de Lannion. Il regroupe alors définitivement dans le même

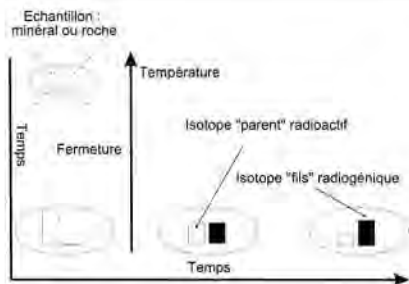
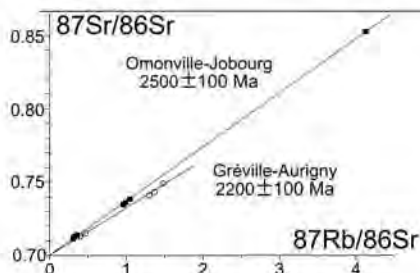
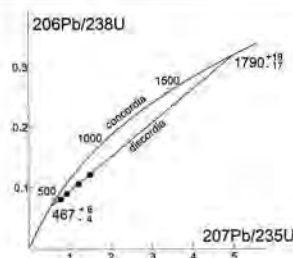


Schéma de principe de l'horloge géochronologique. Pendant qu'il cristallise et refroidit, un échantillon échange avec l'extérieur des éléments chimiques, parfois radioactifs, jusqu'à ce que la température devienne trop basse pour qu'ils puissent encore migrer. Le système se ferme alors aux échanges avec l'extérieur. Avec le temps, la réaction de désintégration réduit progressivement la teneur de l'isotope parent pendant que celle de l'élément fils radiogénique augmente.



Exemple d'isochrones obtenues sur les gneiss icartiens du Nord-Cotentin (Leutwein et al., 1973). Les âges et leurs incertitudes sont exprimés en millions d'années. L'âge le plus ancien n'est qu'apparent et résulte de perturbations du système isotopique, il ne sera pas confirmé (Piton, 1985).



Exemple de diagramme concordia-discordia réalisé avec les zircons des gneiss de Port-Béni (Anse de Gouermel ; Auray, 1979). Les âges et leurs incertitudes sont exprimés en millions d'années.

ensemble les gneiss de Morguignen-Moulin de la Rive et ceux de Trébeurden-Bihit.

La géochronologie

C'est l'époque où utiliser la radioactivité naturelle des isotopes de certains éléments chimiques pour dater les roches est une technique en pleine expansion. Celle-ci est basée sur un principe simple (figure ci-contre, haut). Un élément chimique radioactif, parent, piégé à un instant donné dans un minéral ou une roche (c'est la *fermeture du système*), va se transformer progressivement en un autre isotope, fils. Ce dernier est dit *radiogénique* parce qu'il provient de la désintégration de l'élément parent. La vitesse de la réaction étant connue, la mesure des concentrations des isotopes parent et fils à n'importe quel moment constitue une horloge qui permet de calculer l'âge de la fermeture du système.

La mise en œuvre de la méthode est relativement délicate pour que l'âge calculé ait une signification géologique. Une quantité négligeable d'élément fils non radiogénique doit d'abord avoir été piégée au moment de la fermeture. Ensuite, jusqu'à l'instant de mesure, le système doit rester *fermé* vis-à-vis de toutes pollutions par incorporation (ou perte) d'éléments fils (ou parents) provenant de (ou migrant vers) l'extérieur de l'échantillon. Dans ces conditions assez exceptionnelles, un âge ponctuel peut être déduit des mesures de concentrations d'isotopes dans un minéral ou une roche. Pour s'affranchir du problème de piégeage initial d'élément fils non radiogénique, on peut parfois utiliser une isochrone. Il s'agit d'une droite le long de laquelle s'alignent les rapports de concentrations d'isotopes de plusieurs échantillons. Ces derniers doivent être *cogénétiques*, c'est-à-dire, résulter d'une source commune et d'une même évolution. La pente et l'ordonnée à l'origine d'une isochrone donnent, respectivement, l'âge et la valeur du rapport isotopique initial du système au moment de sa fermeture (figure ci-contre, milieu).

La mise en œuvre des méthodes potassium-argon (K-Ar) —basée sur la désintégration de l'isotope ^{40}K en isotopes radiogéniques ^{40}Ar et ^{40}Ca — et rubidium-strontium (Rb-Sr), —basée sur la transformation du ^{87}Rb en ^{87}Sr — permet d'obtenir les premières datations absolues. Mais ces systèmes admettent des températures de fermeture assez basses de quelques



Paysage de la côte sud de Guernesey, depuis Bon Repos en direction d'Icart Point.

centaines de °C. Ils sont susceptibles d'être ouverts de nouveau lors de réchauffements postérieurs à leur première fermeture. Les pertes ou gains d'éléments entraînent alors une remise à zéro partielle ou totale des géochronomètres. Si la roche subit une histoire thermique complexe, comme c'est potentiellement le cas des roches anciennes, les âges obtenus par ces méthodes sont souvent difficiles à interpréter. Par exemple, ils peuvent correspondre à des dates intermédiaires entre deux ou plusieurs événements thermiques, sans véritable signification géologique.

Avec une température de fermeture proche de 1000 °C, le système *uranium-plomb* (U-Pb) sur *zircon* est moins perturbable que les précédents par les métamorphismes pouvant affecter les roches après leur mise en place. La méthode se base sur les désintégrations des isotopes ^{238}U en ^{206}Pb et ^{235}U en ^{207}Pb . Ces couples forment ainsi deux géochronomètres indépendants. Ils donnent des âges identiques si le zircon est resté fermé vis-à-vis des migrations d'U et de Pb et si des corrections appropriées tiennent compte du Pb initial, non radiogénique, piégé au moment de la cristallisation du magma. On reporte alors dans un diagramme de rapports isotopiques croissants, une courbe de référence —la *concordia*—, le long de laquelle les deux âges concordants augmentent (figure p. 16, bas). Les rapports isotopiques mesurés sur différentes popula-

tions de zircons d'un même échantillon sont alors comparés à ceux définissant la concordia pour en déduire des âges. Dans le cas le plus simple, ils s'alignent sur une droite située sous la concordia : la *discordia*. Elle indique que le système n'est pas resté fermé et a subi des pertes en Pb (ou gains d'U). Elle intercepte la concordia en deux points correspondant à deux âges. Du plus ancien au plus récent, ce sont celui de la cristallisation initiale des zircons dans le magma (intercepte haut) et le temps écoulé depuis la dernière réouverture du système U-Pb (intercepte bas). Le zircon est un minéral résistant à l'érosion, susceptible d'être recyclé dans différents orogènes. Son âge est parfois plus vieux que celui de la roche d'où il est extrait. On le dit, alors, *hérité* (voir Vidal, 1998, pour de plus amples détails concernant la géochronologie).

Du "Pentévrien" ...

À cause de la réouverture assez facile des systèmes K-Ar et Rb-Sr, les premières données géochronologiques n'ont pas toujours confirmé l'âge très ancien du socle aux endroits où il est reconnu aujourd'hui (Leutwein & Sonet, 1965 ; Adams, 1967 ; Leutwein, 1968 ; Leutwein *et al.*, 1968). Parmi toutes ces données armoricaines, seules celles d'Adams (1967) livrent le premier âge Rb-Sr de plus de 2 Ga. Il l'a

obtenu sur les gneiss de la région d' "Icart Point " au Sud de Guernesey. Tous les autres âges des portions d'Icartien aujourd'hui confirmées sont plus jeunes. Par exemple, les gneiss de Trébeurden sont datés à 650 Ma en Rb-Sr. C'est un âge qui peut indiquer une réouverture totale du système isotopique au Cadomien. Il peut aussi correspondre à un âge intermédiaire entre un événement pré-cadomien et un autre hercynien, où a lieu une remise à zéro partielle du système. L'âge K-Ar de ces gneiss est d'ailleurs voisin de 350 Ma. Il est interprété comme un âge de réouverture suite au réchauffement produit lors de la mise en place des intrusions de magma locales et paléozoïques (Ploumanac'h). Mais ces deux géochronomètres n'ont pas la même sensibilité aux événements thermiques. La température de fermeture du système Rb-Sr est un peu plus élevée que celle du système K-Ar. Le système Rb-Sr a pu ainsi, tout aussi bien, ne pas être perturbé au Paléozoïque. Cet exemple de difficultés d'interprétation d'âges récents illustre combien ces systèmes sont mal adaptés pour dater les socles anciens.

Pourtant, l'issue de ces premiers travaux géochronologiques est de suggérer que le Pentévrien couvre une période de temps importante. Simultanément, on pense qu'il présente des surfaces d'affleurement relativement étendues. Ainsi, Roach *et al.* (1972) le placent entre 0.9 et 2.7 Ga conformément à l'ensemble des âges disponibles. Aux affleurements de Guernesey, de la Hague et de l'Est de la baie de Saint-Brieuc où la présence du socle précadomien a été envisagée auparavant (curieusement le Trégor et Sercq ne sont pas mentionnés), ils ajoutent certains gneiss de l'Ouest de Saint-Brieuc et de Saint-Quay-Portrieux, ceux des régions de Saint-Malo, Dinan, Coutances et ceux d'une partie de l'île d'Aurigny. Le Pentévrien est considéré comme un ensemble polyorogénique avec trois orogènes successifs vers 2.6, 2.0 et 1.0 Ga. Le plus vieux de ces événements est identifié sous le terme " Icartien " et correspond à l'âge des gneiss d'Icart à Guernesey. C'est, semble-t-il, la première fois que le terme apparaît dans la littérature.

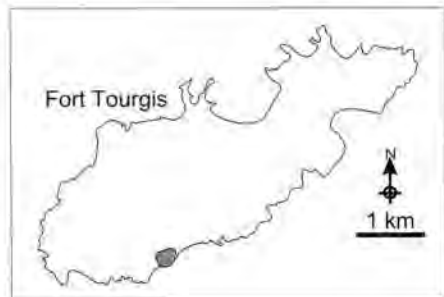
Pour sa part, Cogné (1972) considère uniquement le Pentévrien comme un ensemble de roches d'âge minimum de 1 à 1,2 Ga et le situe au Protérozoïque moyen. Il y inclut les mêmes lieux que ceux de Roach *et al.* (1972), plus ceux de la baie de Lannion et de Sercq. Il exclut de sa carte ceux de Saint-Malo, Dinan et Saint-Quay-Portrieux, qu'il rattache, à juste

titre, au Néo-protérozoïque mais y ajoute, à tort, les gneiss paléozoïques du Léon. Soupçonneux des problèmes de réouverture des systèmes isotopiques, Leutwein *et al.* (1973) sont plus réservés quant au polycyclisme pentévrien du Nord-Cotentin et de l'île d'Aurigny. Ils pensent, cependant, identifier deux événements anciens en isochrone Rb-Sr, l'un à 2,5 Ga pour lequel le nom d'Icartien est à nouveau suggéré et l'autre à 2,2 Ga (figure p. 6, milieu). L'idée d'une extension géographique et temporelle importante du Pentévrien au Nord du Massif armoricain va perdurer encore quelques années. Ainsi, Adams (1976) et Roach (1977) ajoutent finalement à leur ensemble déjà vaste, les gneiss de la baie de Lannion et de l'île de Sercq.

... à l' "Icartien"

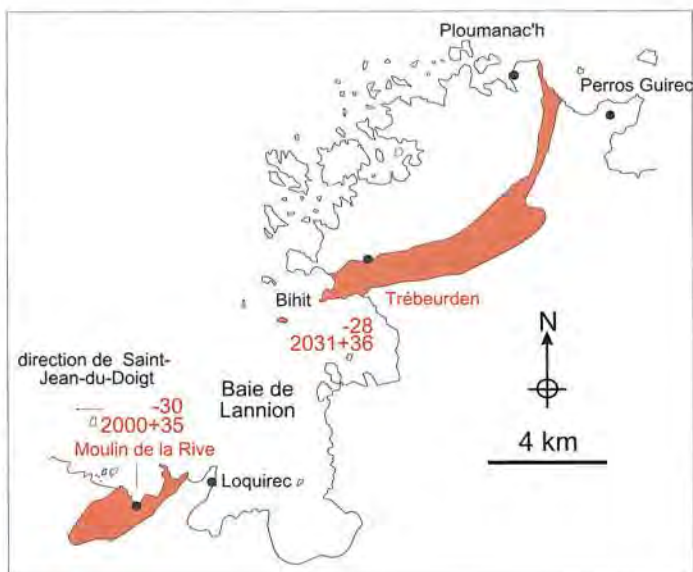
Au cours des années 1970, l'utilisation de la méthode U-Pb sur zircons va progressivement modifier l'image du vieux socle, tant au point de vue de sa répartition spatiale que temporelle. La notion même de Pentévrien n'y survivra pas. Elle va totalement disparaître au profit de celle d'Icartien.

Dès 1974, l'existence du Pentévrien à l'Est de la baie de Saint-Brieuc où il a été défini (Cogné, 1959a), est remis en cause (Vidal *et al.*, 1974). Les données U-Pb sur zircons montrent qu'une partie du socle de la région cristallise au Cadomien vers 590 Ma. Il se retrouve ainsi discordant sous les volcanites d'Erquy, alors rattachées à l'Ordovicien. Aujourd'hui, tous les gneiss de la région ne sont pas datés. De plus, l'âge paléozoïque des volcanites est remis en cause. Il est cependant possible que le pays de Penthievre ne renferme pas de roches plus anciennes que 750 Ma (Égal *et al.*, 1996).

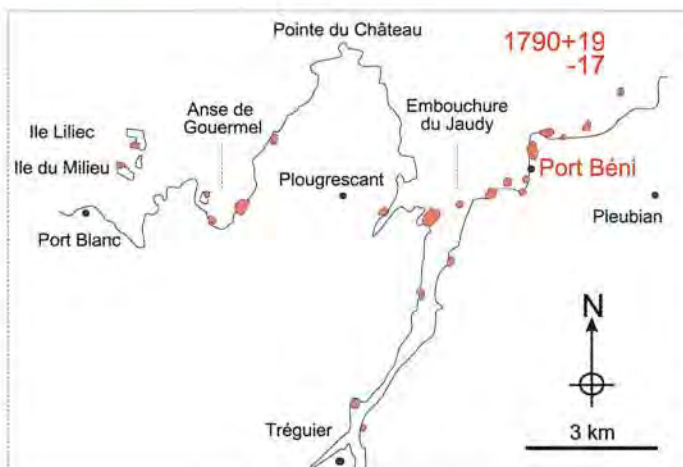


Le principal xénolite hectométrique d'Icartien sur l'île d'Aurigny.

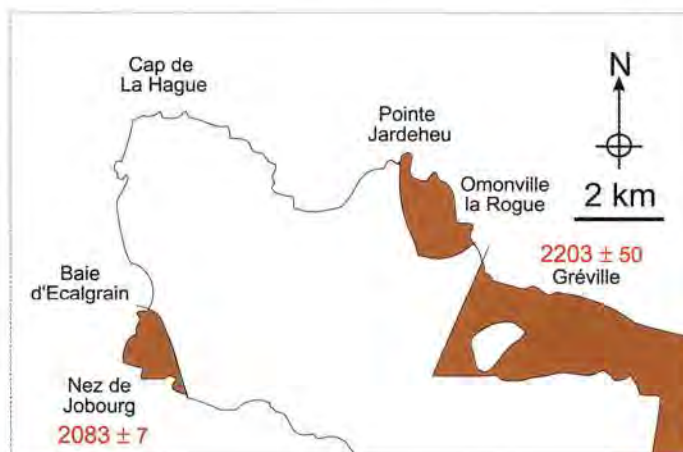
Localisation et extension de l'Icartien en baie de Lannion. Les chiffres indiquent les âges obtenus avec la méthode de datation U-Pb sur zircon et leurs incertitudes exprimés en millions d'années (Auvray, 1979).



Les nombreux xénolites d'Icartien de la région de Port-Béni et l'âge en millions d'années obtenu sur l'un d'entre eux dans l'Anse de Guermel (Auvray, 1979).



L'Icartien au Nord du Cotentin et son âge en millions d'années (Piton, 1985).

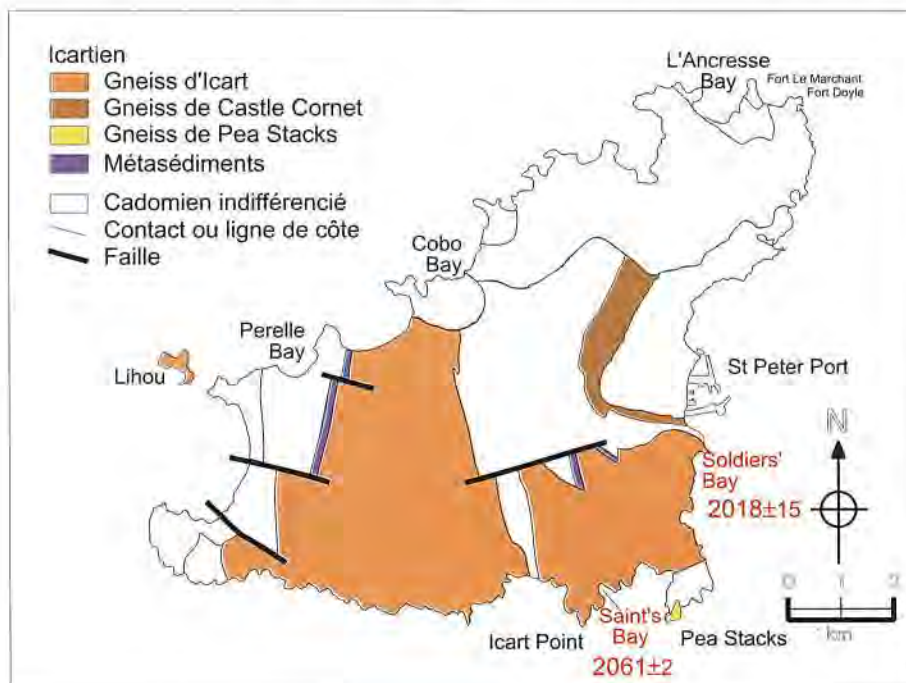


Calvez & Vidal (1978) publient les âges U-Pb sur zircon des gneiss d'Icart à Guernesey. Ils obtiennent deux interceptes concordia-discordia, à 2018 ± 15 Ma et 583 ± 90 Ma. En rejetant la possibilité d'héritage des zircons, ils interprètent l'âge le plus ancien comme celui du protolite, c'est-à-dire, celui de la cristallisation des zircons dans la roche magmatique aujourd'hui transformée en gneiss d'où ils sont extraits. Le plus récent résulte d'une réouverture cadomienne du système U-Pb. Ils suggèrent que les isochrones Rb-Sr à 2550 ± 50 et 1910 ± 150 Ma (Adams, 1967 ; 1976) ne démontrent pas le polycyclisme des gneiss d'Icart, mais uniquement que le système isotopique a été perturbé. Il a pu perdre du Sr radiogénique vers 2 Ga ou subir une migration de Rb au Cadomien. Appliqués aux gneiss icartiens, les diagrammes isochrones Rb-Sr permettent uniquement de dessiner des droites enveloppes délimitant des fourchettes d'âges grossiers (Vidal, 1980).

Toutes les autres datations confirment que l'événement icartien se déroule sur un intervalle de temps relativement restreint et ancien, invalidant les âges Rb-Sr. Les âges U-Pb des gneiss du Trégor, à savoir Port-Béni, Morguignen et Trébeurden se révèlent, respectivement à, 1790 ± 20 ,

2000 ± 35 et 2031 ± 30 Ma (Auvray, 1979 ; Auvray *et al.*, 1980 ; figure p.16, bas). Là encore, les interceptes bas concordia-discordia montrent que les systèmes isotopiques se sont ouverts au cours d'événements plus récents, en particulier hercyniens en baie de Lannion. Puis, les âges U-Pb des protolites des gneiss du Nord-Cotentin confirment également leur appartenance à un socle ancien vers 2,08 Ga à Jobourg et proche de 2,2 Ga à Gréville (Piton, 1985). En carte, l'icartien ne représente plus qu'un alignement orienté SO-NE, depuis la baie de Lannion jusqu'au Nord-Cotentin, en passant par Port-Béni et les îles anglo-normandes de Guernesey, Aurigny et Sercq. Tous les autres endroits où sa présence a été envisagée auparavant, se sont révélés plus jeunes.

Quelques zircons dont les âges avoisinent les 2 Ga ont été trouvés en baie de Saint-Brieuc et dans le Trégor (Guerrot, 1989). Ils sont hérités du socle icartien et recyclés dans les magmas cadomiens qui ont assimilé une partie des vieux gneiss. Cette contamination demeure relativement limitée. En effet, en comparant les données Rb-Sr de l'icartien à celles des roches plus jeunes, on constate que le vieux socle participe peu à la genèse des magma-



Carte géologique simplifiée de l'île de Guernesey et âges U-Pb sur zircon des gneiss d'Icart (Calvez et Vidal, 1978 ; Samson et D'Lemos, 1998).

tismes cadomiens et hercyniens (Vidal *et al.*, 1981). À lui seul, le zircon hérité de la baie de Saint-Brieuc constitue encore un indice bien maigre pour montrer que le socle icartien s'étendait beaucoup plus largement qu'il n'affleure aujourd'hui.

Bien que toujours suggérée (Power & Gibbons, 1996), aucune datation n'a confirmé la présence d'affleurements icartiens sur l'île de Sercq. Au contraire, Samson & D'Lemos (1998) montrent que les gneiss de Port-du-Moulin sont d'âge cadomien et qu'ils renferment seulement quelques zircons hérités à 2.1 Ga. Ces auteurs confirment également l'âge ancien à 2061 ± 2 Ma des gneiss de Saint's Bay, à proximité d'Icart Point, sur Guernesey. Ils livrent aussi, avec Piton (1985), des données concernant les isotopes du samarium et du néodyme sur ces roches.

Les affleurements

Aujourd'hui, les preuves d'une grande extension spatiale et temporelle de l'icartien sont totalement manquantes. L'événement couvre une période de temps minimale d'environ 400 Ma entre 1.8 et 2.2 Ga. Il correspond peut-être à un cycle orogénique unique. Tous les âges U-Pb sont interprétés comme ceux de la cristallisation de protolites magmatiques. Comme l'indiquent les systèmes isotopiques, les protolites ont pu se transformer en gneiss lors d'un métamorphisme cadomien. Certains ont aussi subi des événements hercyniens. Cependant, si les isotopes ne datent pas de métamorphisme icartien, ils ne démontrent pas non plus son absence.

L'icartien est représenté par des affleurements relativement discontinus, des fragments d'extension latérale réduite. En baie de Lannion, au Moulin de la Rive, les gneiss icartiens constituent un soubassement sur lequel se dépose la formation volcano-sédimentaire briovérienne de Locquirec. Les gneiss y sont remaniés sous forme de galets dans des niveaux de conglomérats (Chantraine *et al.*, 1986). Le contact, visible sur la côte au Nord de Locquirec avec une direction proche de N40, est situé à l'Est du Moulin de la Rive. Un second contact entre ces mêmes formations se retrouve à l'Ouest du Moulin de la Rive. Il est très affecté par l'intrusion voisine de Saint-Jean-du-Doigt, composée de gabbros et de granites. Ces roches paléozoïques recoupent au Sud-Ouest les deux contacts et les foliations concordantes N40 des gneiss et du Briovérien. Elles limitent la surface des gneiss à une dizaine de km² (figure p.19, haut).

Ces gneiss se prolongent sur le flanc est de la baie de Lannion, dans la région de Trébeurden. Ils forment, sous les formations superficielles, une bande, relativement continue mais difficile à suivre en s'écartant des côtes, depuis la pointe de Bihit au Sud-Ouest jusqu'au Sémaphore de Perros Guirec au Nord-Est (Auvray, 1979). Coïncés entre l'intrusion granitique de Ploumanac'h à l'Ouest et les granites cadomiens du Trégor à l'Est, on les retrouve en enclave dans les deux granites non déformés. La direction de la foliation des gneiss est parallèle au contact de l'intrusion de Ploumanac'h vers lequel elle pend.

Comme à Trébeurden, dans la région de Port-Béni, les contacts des gneiss avec les formations voisines sont intrusifs, mais dans cette région, les gneiss représentent uniquement des enclaves arrachées à l'encastrement des granites cadomiens du Trégor (Barrois, 1898 ; Auvray, 1979). Ces xénolites ne représentent que de petites surfaces d'affleurement de l'ordre de la centaine de m² pour les plus grandes, avec une orientation variable de la foliation autour de N140. Ils se retrouvent relativement épars dans les granites non déformés (figure p.19, milieu).

En Normandie, dans le Nord-Cotentin, les trois zones d'icartien des régions du Nez de Jobourg, d'Omonville et de Gréville couvrent quelques km² (figure p.19, bas). Elles sont séparées, soit par une couverture paléozoïque discordante qui repose le plus souvent en contact anormal, soit par des intrusions granitiques cadomiennes. Celles-ci sont souvent non déformées ou parfois foliées au Nord d'Omonville (Jardeheux) et à l'Est de Jobourg (Thielbot). La foliation des gneiss présente une direction variable. Elle oscille de N30



Faciès typique de l'icartien : les gneiss oëillés. Les surcroissances claires autour des coeurs de feldspath alcalin rose ont une forme qui rappelle celle des yeux et soulignent la foliation (Port-Béni).



La série litée et ses alternances volcano-sédimentaires (Port-Béni). On remarque de petits plis isoclinaux au sommet du niveau sombre d'amphibolite en bas.

à N70 dans la région de Jobourg mais est orientée N140 à Jardeheux. En ce lieu, elle ne présente d'ailleurs pas de discordance significative avec celle des granitoïdes cadomiens. De nombreuses générations de filons (microdiorites, dolérites, rhyolites ou microgranites) dont les âges de mise en place sont mal connus, viennent recouper les foliations et les contacts. Au Sud de l'île d'Aurigny, les granitoïdes déformés cadomiens de la partie ouest de l'île renferment des xénolites de gneiss (figure p.18). C'est à Guernesey que la surface d'affleurement de l'Icartien est la plus importante puisqu'il occupe une grande partie de la moitié sud de l'île (figure p.20). Comme en Normandie, les gneiss affleurent au contact de roches magmatiques cadomiennes. Elles sont déformées dans la partie sud de l'île et indemnes de déformation dans sa partie nord (Roach et *al.*, 1991).

Ces différentes situations géologiques permettent d'interpréter la plupart des âges de réouverture des systèmes isotopiques. Ainsi, les interceptes bas concordia-discordia des systèmes U-Pb des gneiss de Guernesey et de Normandie (Jobourg et Gréville) donnent des âges proches de ceux des roches plutoniques voisines. Ils correspondent à un réchauffement cadomien. La déformation de certaines plutonites suggère que ce métamorphisme peut être régional et relativement précoce.

L'absence de déformation dans les autres granitoïdes indique qu'il peut aussi s'agir d'un métamorphisme de contact plus tardif. En baie de Lannion, les âges des intrusions de Saint-Jean-du-Doigt et de Ploumanac'h vers 300 Ma coïncident assez bien avec ceux des interceptes bas U-Pb des gneiss voisins. Ici les réouvertures résultent clairement de métamorphismes de contact hercyniens. À Port-Béni, l'interprétation de l'intercepte bas à 467 Ma (figure p.16, bas) est plus délicate. C'est un âge difficile à rapprocher des événements géologiques connus dans la région.

Les roches

Deux ensembles lithologiques caractérisent l'Icartien (figures p. 21 et 22). Le premier consiste en une série *métamorphique litée*. Elle est constituée par une alternance de lits d'épaisseur décimétrique à métrique correspondant à la transformations d'anciens niveaux sédimentaires et volcaniques. Le second est représenté par des *gneiss oeilés*. Ce sont des roches dans lesquelles des cristaux centimétriques avec des formes en amande rappellent celles des yeux. Elles sont interprétées comme d'anciennes roches plutoniques à *phénocristaux*, c'est-à-dire, des roches contenant des cristaux plus gros que ceux de leur matrice. Cet

ensemble est intrusif dans la série litée comme en témoignent les enclaves litées présentes dans les gneiss oeilés (figure p.23, haut). C'est aussi l'ensemble sur lequel les datations ont été obtenues. Il est clairement le plus jeune des deux et l'âge de la série litée plus ancienne est inconnu. Cette dernière peut être, en particulier aux environs de Gréville, dans le Nord-Cotentin, plus vieille que 2.2 Ga, âge de mise en place U-Pb le plus ancien obtenu sur des gneiss oeilés.

Les métasédiments et métavolcanites de la série litée sont représentés par un ensemble de roches variées allant depuis des *micaschistes*, des *quartzites*, des gneiss, ou encore des *leptynites* et des *amphibolites*. Tous ces faciès sont en proportions variables d'un affleurement à l'autre.

À Guernesey, les micaschistes et quartzites dérivant des termes sédimentaires — on dit des *paragneiss* — sont bien développés. Ils renferment pour l'essentiel du quartz, des feldspaths et des micas. Ils correspondent à d'anciennes argillites, siltites, pélites gréseuses et grès avec des proportions variables de feldspaths. Ils témoignent d'une sédimentation *détritique terrigène*, c'est-à-dire, qu'elle résulte de l'altération et de l'érosion de roches continentales encore plus anciennes.

Au contraire, dans le Trégor, les faciès dominants proviennent de la transformation de roches magmatiques et sont des *orthogneiss*. Ce sont d'anciennes volcanites montrant des compositions minéralogiques et chimiques très variables. Elles évoluent de manière continue en formant une série de différenciation magmatique depuis des termes *basiques* (pauvres en silice et riches en magnésium) jusqu'à des termes *acides* (riches en silice et pauvres en magnésium). Les termes basiques sont aujourd'hui représentés par les amphibolites. Ils sont essentiellement constitués d'amphibole (hornblende), de feldspath plagioclase (andésine), de biotite et de quartz avec plus ou moins de sphène, d'épidote, de magnétite, de pyrite et d'apatite. Elles correspondent à d'anciennes coulées de basaltes dans lesquels des reliques de pyroxènes magmatiques peuvent parfois être observées. Les autres termes gneissiques ou les leptynites, peuvent correspondre à d'anciens niveaux de laves à composition intermédiaire (andésite) ou acide (dacite, rhyolite) dans la série volcanique. Ils renferme du quartz, du feldspath alcalin (microcline perthitique), du feldspath plagioclase (albite-oligoclase), de la biotite en proportions variables et plus rarement du grenat, de l'apatite et du

zircon. Certains faciès à quartz automorphes montrent encore des textures typiques de déséquilibre entre des cristaux et des liquides magmatiques (figure p. 24).

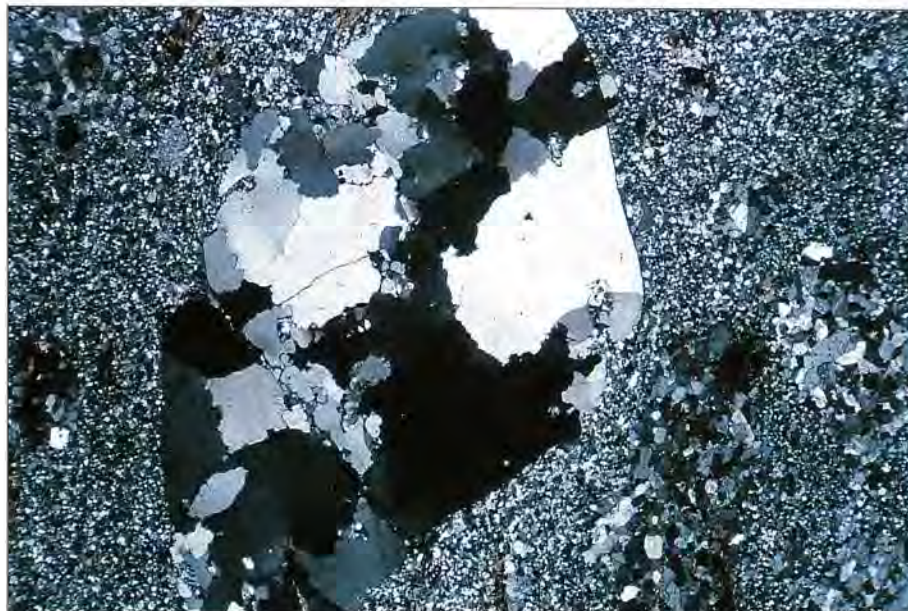
Les orthogneiss oeilés sont présents dans tous les affleurements et constituent ainsi les faciès les plus typiques de l'icartien. Ils sont toujours riches en quartz, microcline, plagioclase (oligoclase-andésine) et biotite et contiennent parfois un peu de hornblende. L'apatite, les épidotes (clinozoïsité et pistachite) et le zircon y constituent les phases accessoires communes. L'ensemble de ces minéraux constitue une matrice pour les *phénoblastes* en amande et souvent de teinte rose. Ces "yeux" de feldspath potassique possèdent encore des coeurs d'origine plutonique (orthose ou microcline perthitique). Les gneiss oeilés représentent d'anciens granites et granodiorites à phénocristaux.



Enclaves sombres de la série litée en inclusion dans les gneiss oeilés et recoupées par des veines brunâtres de granite cadomien non déformé (Port-Béni). Ces relations permettent d'établir la chronologie relative de mise en place. La foliation apparaît horizontale sur la photo.



Les migmatites dans la région de Port-Béni (Anse de Gouernel) témoignent du métamorphisme intense, mais d'âge toujours inconnu, subi localement par l'icartien.



Ancien cristal centimétrique de quartz aplati dans une lave métamorphisée. Il a recristallisé en plages ne présentant pas d'orientation préférentielle après un premier épisode de métamorphisme et de déformation principal. La matrice finement recristallisée pénètre dans le quartz en formant des golfes tels qu'on peut les observer dans des laves n'ayant jamais subi de métamorphisme (Trébeurden, Photo B. Auvray, microscopie en lumière polarisée et analysée).

Les assemblages minéralogiques et les textures de toutes ces roches témoignent d'une recristallisation à l'état solide de haut grade et d'une intense déformation. Les minéraux, en particulier, les micas, les amphiboles et certains feldspaths présentent une forte orientation préférentielle permettant d'observer la foliation dans tous les faciès. Elle est généralement parallèle au litage lorsqu'il est présent. Elle se développe dans le plan axial de plis isoclinaux (plis fermés dont les flancs présentent un même pendage) décimétriques à métriques qui affectent la série litée. Ces relations indiquent que métamorphisme et déformation dans ces roches sont synchrones mais ne permettent pas d'en préciser l'âge.

Le métamorphisme identifié dans ces roches a pu atteindre le degré élevé du faciès *amphibolite* dont la température minimale avoisine les 600 °C. Les pressions sont intermédiaires de l'ordre de 5 à 10 kbar et suggèrent un enfouissement des roches jusqu'à environ 25 km dans la croûte. C'est, par exemple, ce qu'indiquent les gneiss biotitiques lités du Nez de Jobourg avec leur assemblage partiellement altéré à quartz + oligoclase + biotite + muscovite + grenat ± sillimanite ± disthène + magnétite (Velde *et al.*, 1971).

Toutefois, le métamorphisme a pu localement atteindre la fusion partielle et donner des roches un peu particulières, appelées *migmatites* (figure p. 23). Leurs anciennes parties fondues, maintenant recristallisées en quartz, microcline et oligoclase (les *leucosomes*), viennent parfois recouper les niveaux non fondus à biotite (les *mélanosomes*) et le litage des métamorphites réfractaires. C'est, par exemple, le cas au Nez de Jobourg ou à l'anse de Gouermel près de Port-Béni.

À Port-Béni, les indices d'un métamorphisme de contact postérieur à la déformation principale a aussi été identifié. Il se traduit par la recristallisation statique, sans aucune orientation préférentielle, de biotite et d'amphibole, parfois par l'apparition de muscovite. Dans les gneiss de Trébeurden, au contact de l'intrusion de Ploumanac'h, l'andalousite et la sillimanite apparaissent et coexistent parfois dans les muscovites tardives.

Un cycle orogénique ?

Les fragments de l'cartien, souvent de taille réduite, sont relativement éloignés les uns des autres et isolés parmi les roches cado-

miennes et hercyniennes. Ceci donne à l'ensemble icartien un caractère particulièrement fragmentaire et discontinu qui limite sérieusement toute tentative de reconstitution géodynamique de l'évolution du Massif armoricain à cette période. Cependant, l'icartien témoigne de l'existence d'une croûte continentale ancienne. Cette portion de croûte présente au moins un cycle évolutif partiel. On peut, en effet, y envisager d'une manière relativement simple l'enchaînement chronologique d'événements sédimentaires et magmatiques. En ajoutant la possibilité de métamorphismes et de déformations associées dès cette époque, on obtient tous les ingrédients aboutissant à la formation d'une chaîne de montagne.

Les caractères chimiques des orthogneiss méta-volcaniques et méta-plutoniques indiquent une affinité géochimique *calco-alcaline* pour ces anciens magmas (figure ci-dessous). Dans le magmatisme récent, on ne retrouve ces caractères que dans les zones orogéniques. C'est le cas, dans les zones de *subduction* en bordure des continents (Japon ou Cordillère des Andes actuels par exemple) et à la fin de la for-

mation des chaînes de montagne résultant d'une *collision* entre deux continents (Alpes, Himalaya). Par analogie, on peut penser que des environnements géodynamiques semblables existaient à l'icartien.

Dans un tel contexte, l'histoire paléo-protérozoïque du Massif armoricain semble débiter par une phase de sédimentation détritique terrigène. Elle témoigne de l'altération et de l'érosion d'un continent plus ancien. Simultanément, se met en place un volcanisme auquel contribue le *manteau* terrestre dont la fusion partielle permet d'expliquer la présence de basaltes. En même temps, ces derniers se différencient en laves plus acides et contribuent à la croissance des continents. L'histoire se poursuit par un épisode plutonique. Ses caractères chimiques indiquent qu'il s'inscrit en continuité avec le volcanisme. Les données isotopiques samarium-néodyme montrent que la croûte continentale icartienne est nouvellement extraite du manteau lors de sa cristallisation (Piton, 1985 ; Samson & D'Lemos, 1998). En d'autres termes, au cours de leur formation, les magmas icartiens ne recyclent pas de

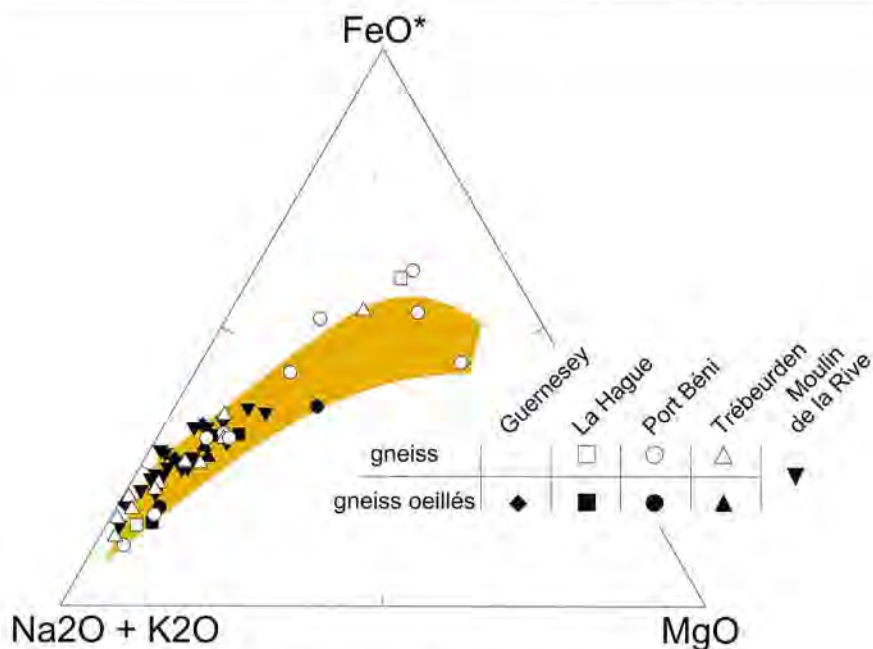


Diagramme triangulaire de compositions chimiques des gneiss icartiens (Auvray, 1979 ; Piton, 1985 ; Chantraine et al., 1986). Sauf pour la formation du Moulin de la Rive, les symboles évidés distinguent, pour tous les affleurements, les roches d'origine volcanique des roches d'origine plutonique en symboles pleins. Le champ représente le domaine de composition des magmas orogéniques calco-alcalins actuels.

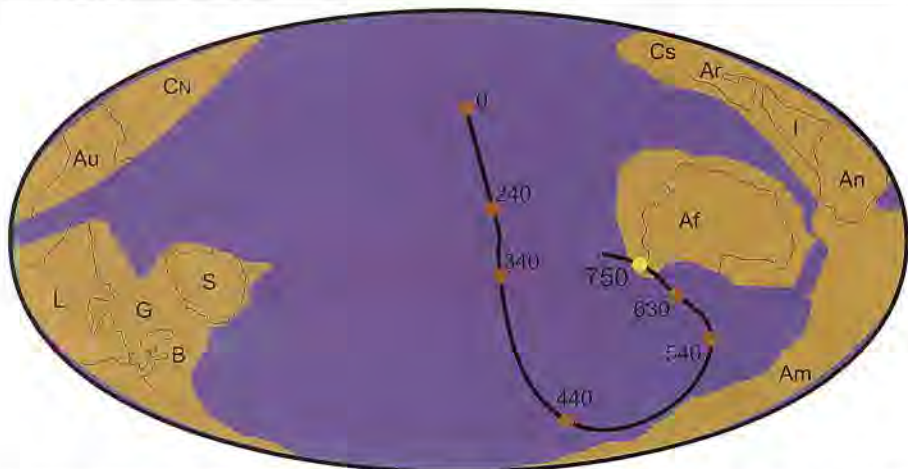
quantités importantes de croûte continentale significativement plus ancienne. Le caractère juvénile des roches témoigne ainsi d'un épisode de croissance crustale pendant lequel une nouvelle portion de croûte continentale se forme vers 2 Ga. Postérieurement, voire de manière presque synchrone, un épisode de métamorphisme régional et de déformations pourrait achever le cycle orogénique icartien.

Cependant, plusieurs observations suggèrent que l'icartien a une histoire plus complexe que ce qui vient d'être envisagé. Les âges étendus sur 400 Ma pour la cristallisation des plutonites montrent qu'il y a plusieurs épisodes de venues plutoniques qui ne sont pas strictement synchrones. De plus, dans l'absolu, l'intervalle de temps qui sépare le volcanisme du plutonisme demeure encore totalement inconnu. Si cet intervalle est grand, il devient impossible de concevoir une évolution simple en un cycle unique icartien. On ne sait toujours pas, non plus, si le métamorphisme des gneiss est icartien. Il peut être plus récent et, dans ce cas, il a pu oblitérer les éventuels caractères icartiens du métamorphisme et de la déformation. Ainsi, Tribe *et al.* (1996) pensent que les caractères structuraux des gneiss de Guernesey pourraient avoir été acquis

lors de l'orogène cadomien, plutôt que de correspondre à des caractères hérités de l'icartien. C'est également ce que suggère la concordance des foliations des gneiss et des roches cadomiennes déformées. Il est clair que certains fragments d'icartien sont déjà structurés avant la mise en place des magmas cadomiens. C'est le cas, en particulier, à Port-Béni où on ne retrouve pas les éléments structuraux des xénolites dans les roches plus jeunes non déformées. En toute rigueur, ceci n'exclut pas qu'un métamorphisme cadomien précoce, précédant la mise en place des intrusions du Trégor, ait transformé l'icartien en gneiss. On peut se demander dans quelle mesure, le cycle icartien est véritablement complet et si un métamorphisme a vraiment opéré au Protérozoïque inférieur. D'un autre côté, on imagine mal un domaine orogénique sans métamorphisme et déformations...

Des affinités africaines !

À travers le monde, de nombreux épisodes précambriens de croissance continentale ont été mis en évidence (voir par exemple, Windley, 1995). On peut entrevoir comment l'icartien s'insère dans un schéma global retraçant l'histoire de la Terre.



Carte schématique du globe montrant la répartition possible des continents (bruns) et océans (bleus) lors de la fragmentation du supercontinent de la Rodinia vers 750 Ma. Une telle reconstitution n'est pas réalisable pour des périodes de temps plus reculées. Le Massif armoricain tel qu'on le connaît aujourd'hui ne sera pas assemblé avant environ 300 Ma. À 750 Ma, il peut, cependant, être localisé en partie (rond jaune), près d'une portion de la future Afrique (Af). Autres blocs : Amazonie (Am) ; Antarctique (An) ; Arabie (Ar) ; Australie (Au) ; Baltique (B) ; Chine du Nord et du Sud (CN et CS) ; Groenland (G) ; Inde (I) ; Amérique du Nord (L) ; Sibérie (S). Le déplacement (trait pointillé) et les positions (rouges) de l'Armorique au cours du temps (chiffres en Ma) figurent jusqu'à l'actuel (0 Ma). Schéma inspiré des animations de C.R. Scotese sur le site internet www.scotese.com.

Sur Terre, la croûte continentale la plus vieille et encore préservée a donné des âges proches de 4 Ga. À partir de cet âge, l'Archéen mondial enregistre des épisodes majeurs de création de croûtes et une série plus ou moins continue d'événements orogéniques. Ces derniers se traduisent par un rassemblement des continents en formation, une accréation, dans un régime global sans doute un peu différent de celui de la tectonique des plaques actuelle. Vers 2.5 Ga, à la limite Archéen-Protérozoïque, le calme orogénique mondial suggère qu'une accréation s'achève avec la formation d'un *supercontinent*. Ce dernier se fragmente ensuite jusque vers 2 Ga, en formant de nouvelles croûtes océaniques séparant les masses continentales. Puis on envisage un nouvel épisode d'accréation continentale et de croissance crustale. C'est ce dont témoignent, entre 1.9 et 1.7 Ga, les nombreux orogènes du Sud-Ouest des États-Unis, de l'Ouest du Groenland, et le *Svécofénien* du bouclier baltique, ou encore, vers 2.1 Ga, le *Birimien* de l'Afrique de l'Ouest et l'activité du Brésil. C'est de cet événement mondial qu'il faut rapprocher l'icartien armoricain. Cette accréation continentale aboutit à nouveau à la formation d'un supercontinent vers 1.5 Ga. Un magmatisme anorogénique conduit ensuite à sa fragmentation et à la création de nouvelles croûtes océaniques. Puis, l'histoire se répète en une succession de périodes orogéniques d'accréations des continents suivies par celles de leur fragmentation. Pendant l'accréation la croûte océanique disparaît en subduction jusqu'à parfois aboutir à la formation de chaînes de collision. Ces orogènes ont tous, in fine, permis la formation de supercontinents vers 1.0, 0.6 et 0.3 Ga. Ce sont successivement, les événements, *grevilliens*, *pan-africains* et *hercyniens*.

Les premiers définis à l'Est du continent Nord-Américain se prolongent en Europe du Nord, mais aussi dans les parties sud de l'Afrique qui n'a pas encore sa forme actuelle. Comme tous les orogènes, ils ne se manifestent pas partout. En particulier, on ne retrouve pas l'équivalent des événements grevilliens en Afrique de l'Ouest. Il en est de même dans le Massif armoricain. La lacune d'événement au Mésoproterozoïque montre qu'à l'époque le Massif armoricain était déjà proche de cette partie du monde (figure ci-contre).

Les seconds aboutissent à l'assemblage par collision des principaux éléments constituant l'Afrique actuelle et le Brésil. Il faut leur rattacher la formation d'arcs insulaires qui viennent se coller en péri-

phérie du supercontinent néo-proterozoïque comme dans le bouclier Arabo-Nubien et la ceinture cadomienne armoricaine prolongée par l'*Avalonien* de Terre Neuve.

Les troisièmes regroupent l'orogène *appalachien* aux États-Unis, *calédonien* en Europe du Nord et au Groenland ainsi que le *varisque* de l'Europe de l'Ouest et centrale. Ils aboutissent à la formation du supercontinent de la *Pangée* au Paléozoïque par fermeture de l'océan *Iapetus*. Ce dernier séparait à la fin du Protérozoïque les deux grands continents de la *Laurentia* (Amérique du Nord, Groenland, Europe du Nord) et du *Gondwana* (Amérique du Sud, Afrique, Antarctique, Australie) auquel il faut rattacher l'évolution géologique du Massif armoricain. ■

Références citées

- ADAMS C.J.D. 1967 - A geological and related isotopic study of rocks from north-western France and the Channel Islands (U. K.). PhD Oxford, non-publié.
- ADAMS C.J.D. 1976 - Geochronology of the Channel Islands and adjacent French mainland. *J. Geol. Soc. London*, 132 : 233-250.
- AUVRAY B. 1979 - Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricaire. Thèse d'Etat Rennes, non-publié.
- AUVRAY B., CHARLOT R. & VIDAL Ph. 1980 - Données nouvelles sur le protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France) : âge et signification. *Can. J. Earth Sci.*, 17 : 532-538.
- AUVRAY B., LEFORT J.-P. & MONNIER J.-L. 1976 - Feuille de Tréguier et notice. Carte géol. France 1/50000 N°171. BRGM, Orléans.
- BARROIS Ch. 1898 - Sur le gisement des roches cristallines anciennes du massif de Paimpol. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 27 : 22-29 et 265-267 (2ème note).
- BARROIS Ch. 1908 - Légende de la feuille de Lannion (N°41 carte géol. France 1/80.000). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 37, 205-227.
- CALVEZ J.Y. & VIDAL Ph. 1978 - Two billion years old relicts in the Hercynian belt of Western Europe. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65 : 395-399.
- CHANTRAINE J. *et al.* 1986 - Feuille de Plestin-les-Grèves et notice. Carte géol. France 1/50000 N°202. BRGM, Orléans.
- COGNÉ J. 1959a - Données nouvelles sur l'antécambrien dans l'Ouest de la France : Pentévrien et Briovérien en Baie de Saint-Brieuc. *Bull. Soc. Géol. France*, 7 : 112-118.
- COGNÉ J. 1959b - Comparaisons et relations entre le Précambrien de Normandie et de Bretagne. *C. R. Som. Soc. Géol. France*, 269-270.

- COGNÉ J. 1962 - Le Briovérien, esquisse des caractères de l'Antécambrien récent dans le Massif Armoricain. *Bull. Soc. Géol. France*, 7 : 413-430.
- COGNÉ J. 1972 - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. Dans : *Actes Coll. Intern. Corrélatons du Précambrien*, Agadir-Rabat, 3-23 mai 1970. Notes Mém. Serv. Géol. Maroc (Rabat) 236 & Coll. Intern. CNRS (Paris) : 193-218
- DELATTRE Ch., PRUVOST P., WATERLOT G. & SANDRÉA M.A. 1966 - Feuille de Lannion et notice, 21ème édition. Carte géol. France 1/80000 N°41.
- DERCOURT J. 1997 - Géologie et géodynamique de la France outre-mer et européenne. Dunod, Paris.
- ÉGAL E., GUERROT C., LEGOFF E., THIEBLEMONT D. & CHANTRAINE J. 1996 - The cadomian orogeny revisited in northern Brittany (France). Dans : *Avalonian and related perigondwana terranes of the circum-north-Atlantic*, Nance R. D. & Thompson M. D. (eds.), *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* : 281-318
- GRAINDOR M.-J. 1960 - Existence vraisemblable du Penthévrien dans les îles Anglo-Normandes et La Hague. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, 10 : 44-46.
- GUERROT C. 1989 - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest européenne. Géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. Mém. Doc. Centre Arm. Etude Struct. Socles 25, 180 p.
- LEUTWEIN F. 1968 - Contribution à la connaissance du précambrien récent en Europe Occidentale et développements géochronologiques en Bretagne (France). *Can. J. Earth Sci.*, 5 : 673-682.
- LEUTWEIN F. & SONET J. 1965 - Contribution à la connaissance de l'évolution géochronologique de la partie nord-est du Massif Armoricain français. *Sci. Terre, Nancy*, 10, 345-366.
- LEUTWEIN F., SONET J. & ZIMMERMANN J.L. 1968 - Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif Armoricain. *Sci. Terre, Mém.* 11, 84 p.
- LEUTWEIN F., POWER G., ROACH R. & SONET J. 1973 - Quelques résultats géochronologiques obtenus sur des roches d'âge précambrien du Cotentin. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276 : 2121-2124.
- PITON P. 1985 - Étude géochimique et géochronologique de la croûte continentale protérozoïque (1,8-2,2 Ga) au Nord du Massif Armoricain. D.E.A. Rennes, non publié.
- POWER G.M. & GIBBONS W. 1996 - Precambrian rock in the Channel Islands. Dans : *A revised correlation of Precambrian rocks in the British Isles*, Gibbons W. & Harris A. L. (eds.), *Geol. Soc. London, Spec. Rep.* : 98-104.
- ROACH R.A. 1977 - A review of the Precambrian rocks of the British variscides and their relationships with the precambrian of N.W. France. *Coll. Intern. CNRS, Rennes*, 243 : 61-79.
- ROACH R.A., ADAMS C., BROWN M., POWER G. & RYAN P. 1972 - The precambrian stratigraphy of the Armorican Massif, NW France. 24th Int. Geol. Cong. Montréal, sect. 1 : 246-252.
- ROACH R.A., TOPLEY C.G., BROWN M., BLAND A. M. & D'LEMOIS R.S. 1991 - Outline and guide to the geology of Guernsey. Guernsey Museum & Art Gallery, Candie Gardens.
- SAMSON S.D. & D'LEMOIS R.S. 1998 - U-Pb geochronology and Sm-Nd isotopic composition of Proterozoic gneisses, Channel Islands, UK. *J. Geol. Soc. London* 4 : 609-618.
- SANDRÉA A. 1960 - Contribution à la lithologie de la côte nord de la Bretagne : de l'île de Sieck à la baie de Perros. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 258 : 115 p.
- TRIBE I.R., STRACHAN R.A. & D'LEMOIS R.S. 1996 - Neoproterozoic shear zone tectonics within the Icartian basement of Guernsey and Sark, Channel Islands. *Geol. Mag.*, 133 : 177-192.
- VELDE D., QUAGLIERI N. & KIENAST J.R. 1971 - Quelques précisions sur les terrains métamorphiques des hautes falaises de Jobourg (Manche) : présence de disthène relique dans les gneiss d'âge penthévrien - C.R.Acad.Sci. Paris, 273 : 607-610.
- VERDIER P. 1968 - L'évolution pétrographique et structurale du Trégor occidental (baie de Lannion, Côtes du Nord, Finistère). Thèse 3^e cycle, Strasbourg, non publié.
- VIDAL Ph. 1980 - L'évolution poly-orogénique du Massif Armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 21 : 162 p.
- VIDAL Ph. 1998 - Géochimie. 2^{ème} édition, Dunod, Paris.
- VIDAL Ph., DEUTSCH S., MARTINEAU F. & COGNÉ J. 1974 - Nouvelles données radiométriques en Baie de Saint-Brieuc. Le problème d'un socle antécadomien nord-armoricain. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 279 : 631-634.
- VIDAL Ph., AUVRAY B., CHARLOT R. & COGNÉ J. 1981 - Precambrian relicts in the Armorican Massif : their age and role in the evolution of the western and central european cadomian-hercynian belt. *Precamb. Res.*, 14 : 10-20.
- WINDLEY B. F. 1995 - The evolving continents. 3rd Edition. John Wiley & Sons, Chichester.

Bernard AUVRAY, professeur de pétrologie à l'Université de Rennes I, a consacré une part importante de sa vie à la compréhension de la géologie du Massif armoricain. Il est l'un des premiers à avoir intégré les notions modernes de la tectonique des plaques dans l'histoire géologique locale.

Les photographies sont de l'auteur, sauf indication contraire.

Erwan HALLOT est enseignant chercheur au laboratoire « Géosciences Rennes », Université de Rennes I.