

Groix: une île fossile

MICHEL BALLÈVRE • VALÉRIE BOSSE • GILBERT FÉRAUD

Les roches de l'île de Groix sont uniques en France. L'étude des minéraux de cette île révèle un passé géologique vieux de 400 millions d'années, à une époque où ce petit coin du territoire appartenait à un domaine océanique, aujourd'hui disparu.



Du port de Lorient, sur la côte méridionale de la Bretagne, à l'île de Groix, la traversée ne dure que 45 minutes, mais les passagers changent de monde. Sur le continent abonde le granite, une roche qui résulte de la cristallisation lente en profondeur de magma. Utilisé dans nombre de constructions, des menhirs et des dolmens jusqu'aux habitations rurales, le granit symbolise la Bretagne. À Groix, il est absent : les visiteurs de l'île entrent dans un monde de minéraux et de roches qui sont inconnus sur le continent, et qui ont valu à Groix son surnom d'île aux grenats, et la création, en 1982, d'une réserve naturelle ayant pour objet la protection du patrimoine géologique. D'où vient ce contraste géologique entre l'île et le continent distants de quelque six kilomètres ?

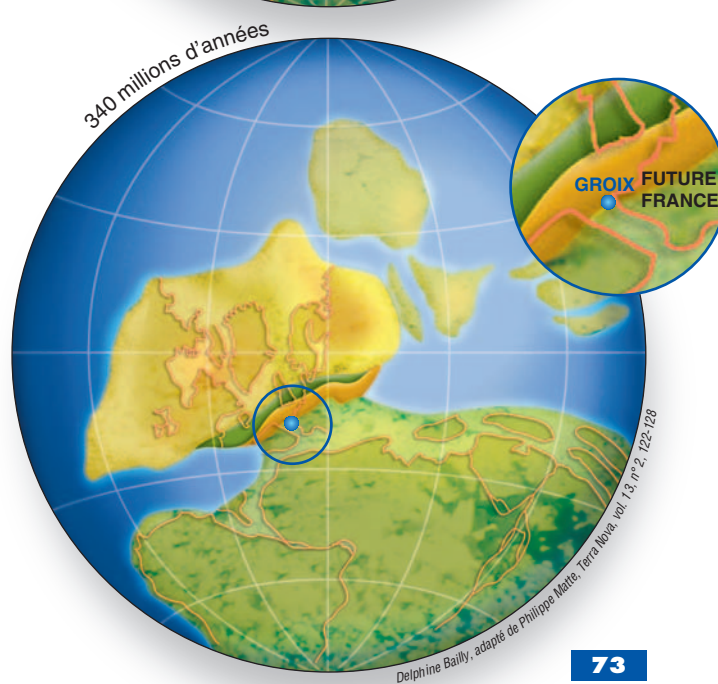
Les prospections sous-marines réalisées dans les années 1970 par Jean-Pierre Lefort et Claude Audren, du Laboratoire géosciences Rennes, ont montré que des roches identiques à celles de l'île s'étendent sur la plate-forme littorale, sur une distance d'environ 50 kilomètres. En outre, des roches analogues existent en Vendée, au Bois-de-Céné, mais elles affleurent rarement, ce qui en rend l'étude difficile. Ces données montrent que l'île n'est pas en elle-même une exception, mais un témoin émergé d'un vaste ensemble partiellement érodé et submergé.

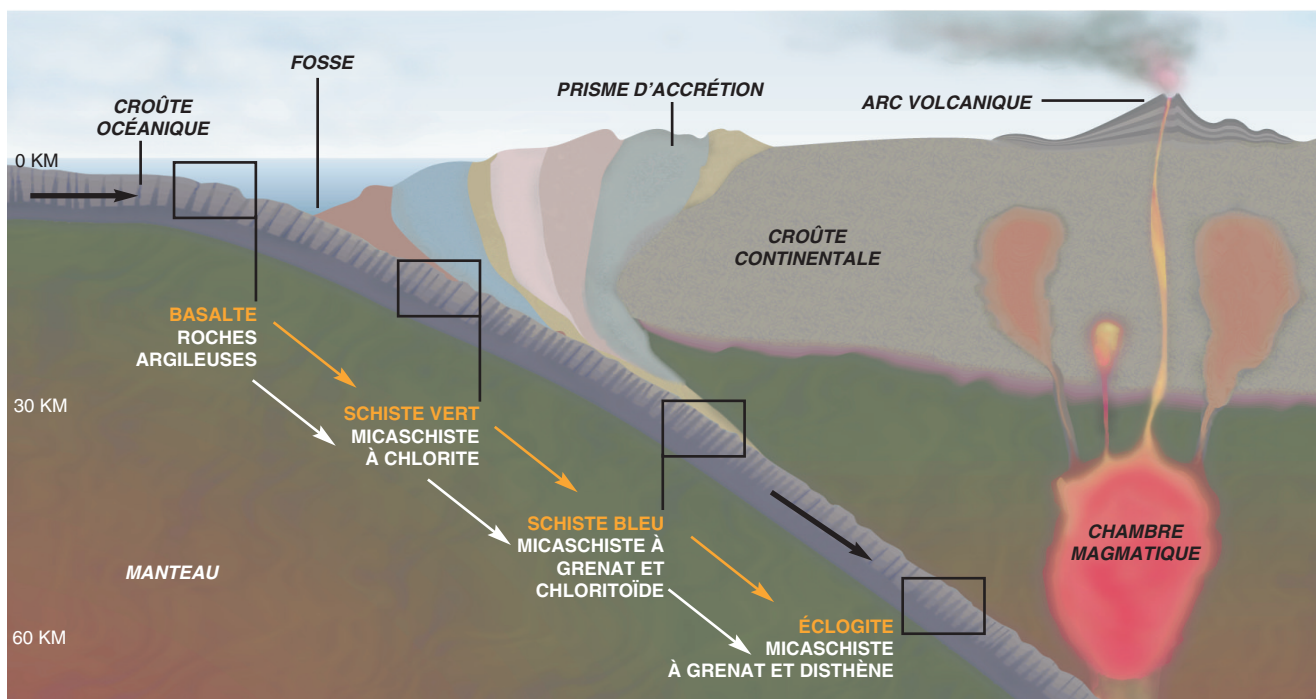
Quel était ce large territoire ? Pas à pas, durant ces 30 dernières années, les géologues ont fait parler les roches, qui ont livré une partie de leur histoire : les roches de Groix appartenaient, il y a plus de 400 millions d'années, au plancher d'un océan aujourd'hui disparu, qui séparait un supercontinent, le Gondwana, d'un continent englobant notamment les actuelles Bretagne et Galice, l'Armorica. Puis les continents se sont percutés et les roches ont été enfouies à plusieurs dizaines de kilomètres de profondeur, avant de remonter à la surface, près de ce qui sera plus tard la France. Les roches de Groix sont les ultimes témoins de ce passé géologique.

Une histoire de subduction

La surface de la planète est découpée en un petit nombre de plaques, minces et rigides, qui se déplacent les unes par rapport aux autres. Ces plaques comprennent une partie profonde, constituée de péridotites (une roche essentiellement formée d'olivine, un silicate contenant du fer et du magnésium), et une partie superficielle, la croûte terrestre, de composition différente selon qu'elle est continentale ou océanique. La croûte continentale contient en abondance du granite. Au contraire, la croûte océanique est constituée en surface de laves basaltiques et de leur équivalent cristallisé en profondeur, le gabbro. Les plaques océaniques sont issues

1. À QUELQUES ENCABLURES de la côte méridionale de la Bretagne, l'île de Groix surprend par la spécificité de ses minéraux et de ses roches. Ceux-ci témoignent de l'existence d'une ancienne zone de subduction dans cette région. Il y a 425 millions d'années (*en haut*), Groix (*le point bleu*) était encore une portion du plancher océanique séparant le supercontinent Gondwana de la microplaque Armorica. La future île disparaît bientôt sous la plaque Armorica par subduction, il y a 370 millions d'années (*au milieu*). Plus tard, quand la collision entre les deux continents majeurs, Gondwana et Laurussia, créa une immense chaîne de montagnes, la chaîne hercynienne, Groix fut exhumée et arbora au grand jour les minéraux formés lors de l'enfouissement (*en bas*).





2. DANS LA ZONE DE SUBDUCTION, le basalte de la plaque océanique se transforme en différentes roches à mesure qu'il plonge sous la plaque continentale et parallèlement s'appauvrit en eau : en schistes verts (qui contiennent de l'albite et de la chlorite, cette dernière comportant une fraction importante d'eau), puis en schistes bleus

(quand apparaît la glaucophane, un minéral contenant deux pour cent d'eau), et enfin en éclogites (quand le grenat et le pyroxène, deux minéraux anhydres, se développent). Les roches argileuses de la plaque se métamorphisent en micaschiste à chlorite, en micaschiste à grenat et en chloritoïde, puis en micaschiste à grenat et disthène.

des dorsales médio-océaniques, gigantesques chaînes de montagnes sous-marines. À mesure de leur formation, le plancher océanique s'éloigne de l'axe de la dorsale, et se refroidit. Dans les zones de subduction, les plaques océaniques s'enfoncent dans les profondeurs, en plongeant soit sous une autre plaque océanique (telle la plaque pacifique sous les Mariannes) ou sous une plaque continentale (telle la plaque Nazca sous les Andes).

Après plusieurs décennies d'explorations géophysiques et d'observations directes avec des submersibles océanographiques, le fonctionnement des zones de subduction est maintenant bien connu. La plongée d'une plaque océanique engendre une fosse, profonde, étroite et allongée, qui marque la limite entre les deux plaques en convergence. L'enfoncement de cette plaque dans le manteau est repérable par les nombreux séismes provoqués par l'avancée de la plaque. Au-dessus de la plaque qui s'enfonce se dresse en général un arc volcanique, c'est-à-dire un alignement de volcans dont les éruptions souvent explosives peuvent causer de redoutables dommages. Dans ces volcans, les magmas sont issus de la fusion partielle du coin de manteau situé au-dessus de la plaque plongeante. Enfin, entre l'arc volcanique et la fosse océanique se forme souvent un prisme d'accrétion, empilement de matériaux sédimentaires et parfois volcaniques arrachés à la plaque océanique plongeante.

Qu'advient-il à la plaque océanique quand elle plonge ? Pour le savoir, on recourt à des modélisations numériques, puis on compare les prévisions des modèles avec les phénomènes effectivement observés dans les zones de subduction actives. Quand une plaque s'enfonce dans le manteau, elle pénètre dans un milieu de plus en plus chaud. La conduction de la chaleur dans les roches étant extrêmement lente, la température de la plaque met du temps à s'équilibrer avec celle du manteau : la plaque

constitue une lame relativement froide au sein d'un milieu chaud. La carte des températures dans une plaque qui s'enfonce dépend de plusieurs facteurs, notamment l'âge de la plaque et la vitesse de subduction. Même s'il persiste des désaccords sur les détails de la diffusion de la chaleur dans les plaques, tous les modèles thermiques montrent que, dans les zones de subduction, la température reste relativement faible, même à de grandes profondeurs, c'est-à-dire à forte pression.

Des dorsales océaniques aux zones de subduction, la croûte océanique rencontre donc tout au long de son histoire des variations de pression et de température. Ces variations modifient la composition de la roche. Durant la phase où la croûte océanique constitue le plancher océanique, de l'eau de mer s'infiltre par des fractures jusqu'à quelques kilomètres de profondeur, et entraîne une altération hydrothermale des basaltes et des gabbros : les minéraux présents à haute température et anhydres (tels l'olivine et le pyroxène) sont remplacés par des minéraux hydratés stables à plus basse température (la chlorite, l'albite et l'épidote). Cet hydrothermalisme s'accompagne sur le plancher océanique du jaillissement de saumures chaudes et riches en éléments dissous (cuivre, fer et manganèse par exemple), qui forment les fumeurs noirs, des sources chaudes autour desquelles se développent des oasis de vie. Quand la croûte océanique parvient dans la zone de subduction, les roches magmatiques plus ou moins altérées par l'eau et par la chaleur se métamorphisent, c'est-à-dire qu'elles subissent des transformations, notamment des recristallisations (voir la figure 2). La nature exacte des minéraux formés dépend des conditions de pression et de température. À faible pression (de 4 à 8×10^8 pascals environ) et très faible température (de 300 à 400 °C), les basaltes se transforment en schistes verts. Avec l'augmentation de la pression (entre 8 et 12×10^8 pascals)

apparaît un nouveau minéral, la glaucophane, facilement identifiable en raison de sa couleur bleu violacée: d'où le nom de schistes bleus donné aux roches contenant ce minéral en abondance. À des pressions encore plus élevées (vers 15 ou 20×10^8 pascals), se développent du pyroxène vert et du grenat rouge, et le basalte se transforme en éclogite. L'identification de telles roches est un excellent moyen de reconstituer l'histoire lointaine des zones de subduction.

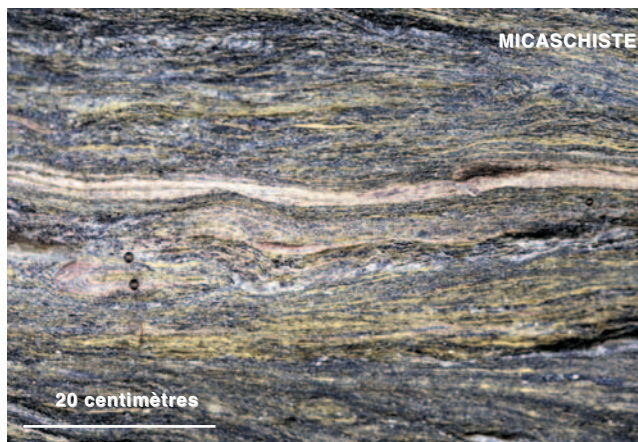
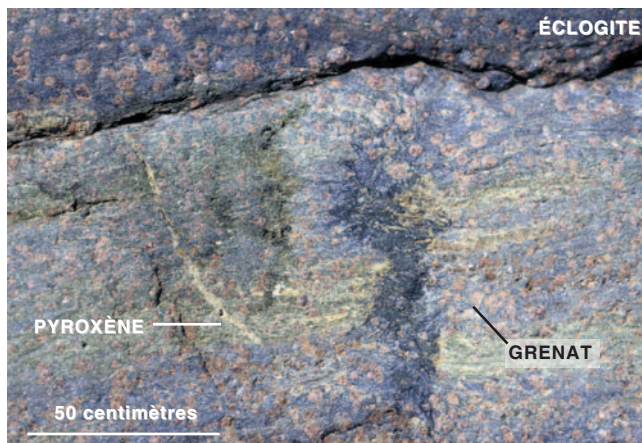
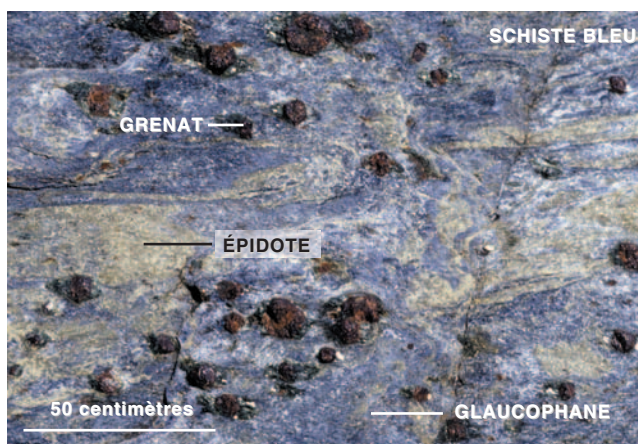
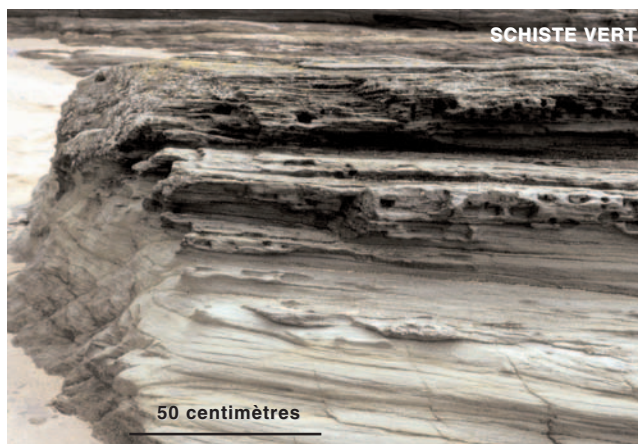
Fille des océans

À Groix, où, comme partout en Bretagne, les affleurements se situent essentiellement sur les côtes, le promeneur ne peut manquer de reconnaître trois groupes de roches. Les micaschistes forment l'essentiel des falaises côtières, et sont structurés en minces feuillets. Dans les micaschistes, des minéraux métamorphiques se sont développés: la muscovite, un mica blanc qui leur confère un aspect satiné ou luisant, des lamelles vertes de chlorite ou noires de chloritoïde, et souvent du grenat rouge. Au sein des micaschistes, on observe des roches en forme de lentilles, ou disposées en couches, et dont la couleur dominante est soit verte, soit bleue à bleu-noir: il s'agit, dans le premier cas, de schistes verts, dans le second de schistes bleus. Ces derniers contiennent souvent, eux aussi, des grenats (voir la figure 3).

Quelle était la nature de ces roches avant leur transformation métamorphique? Basaltique ou sédimentaire? Une analyse de leur aspect n'apporte pas de réponse, car les roches métamorphiques de Groix sont en général très déformées. Il faut donc avoir recours à des analyses chimiques pour déterminer l'origine des roches. Les micaschistes dérivent de sédiments argileux, qui contenaient éventuellement des organismes en décomposition, que le métamorphisme a transformés en graphite (carbone cristallisé). Les micaschistes graphiteux sont particulièrement répandus dans la moitié occidentale de l'île. La composition des schistes verts et des schistes bleus est celle de basaltes, certains étant comparables aux basaltes des rides médio-océaniques, d'autres aux basaltes des îles océaniques (formées par solidification de panaches de magma venant des entrailles de la Terre). Le domaine océanique était-il immense comme aujourd'hui le Pacifique ou l'Atlantique, ou au contraire étroit comme le golfe de Californie, la mer Rouge ou la mer du Japon? Comme nous le verrons plus loin, l'océan était probablement étroit.

D'autres roches, beaucoup plus rares, existent également à Groix. Certaines, en forme de ruban et disposées par couches, sont essentiellement constituées de quartz et de minuscules grains de grenat, invisibles à l'œil nu, mais donnant à la roche une couleur rosée. Il s'agit de cherts, anciennes radiolarites (roche sédimentaire formée par l'accumulation des coquilles des radiolaires, organismes unicellulaires du plancton) qui ont été soumises à de fortes pressions. Des couches au sein des basaltes ou des sédiments contiennent

3. LES QUATRE ROCHES ORIGINALES DE GROIX. Le schiste vert, le schiste bleu, l'éclogite se sont formées les unes après les autres à mesure que la plaque océanique mère descendait dans le manteau terrestre. Le micaschiste provient de sédiments, qui ont été également effoués à grande profondeur. Les roches ne sont pas homogènes du point de vue de la composition. Le schiste bleu contient du glaucophane, un minéral bleu qui lui confère sa couleur dominante, de l'épidote (les zones jaunes) et des grenats (les inclusions rouges sombres). L'éclogite comporte du grenat (les points rouges) et du pyroxène (en vert clair).



Michel Bellevue

en abondance du fer et surtout du manganèse, et pourraient provenir de minéralisations hydrothermales associées au volcanisme sous-marin. Il ne fait donc aucun doute que les roches de l'île de Groix reflètent dans leur diversité les processus volcaniques et sédimentaires ayant lieu dans l'océan à quelques milliers de mètres de profondeur.

Pour autant, il est impossible de reconnaître à Groix une section complète de plaque océanique, telle qu'elle est observée dans les Alpes ou en Oman par exemple. On n'y trouve ni péridotite ni gabbro. En outre, on n'a identifié aucune lave sous-marine solidifiée, dont la coulée aurait une forme caractéristique de coussins. Les basaltes métamorphisés de Groix dérivent plus probablement de filons recoupant ou s'insinuant au sein des sédiments. En outre, les roches de l'île de Groix sont constituées à plus de 90 pour cent de sédiments, dans lesquels sont intercalées les roches d'origine volcanique.

Quelles péripéties géologiques ont-elles abouti à cette situation hors du commun ? Dans une première hypothèse, il pourrait s'agir d'un bassin océanique étroit, qui aurait reçu en abondance des sédiments détritiques en provenance de l'érosion des continents adjacents. Dans ce bassin, les laves basaltiques se seraient épanchées à la surface des sédiments ou insinuées entre les couches sédimentaires. Le golfe de Californie est un exemple actuel de ce type de processus. Dans une seconde hypothèse, l'île de Groix représenterait un fragment d'un prisme d'accrétion dans lequel sont incorporés des morceaux de plaque océanique ainsi que des sédiments détritiques d'origine continentale. Un analogue actuel de l'île de Groix serait alors la bordure pacifique des îles de l'archipel japonais, où se forme depuis une centaine de millions d'années un prisme d'accrétion lié à la subduction de l'océan Pacifique sous le Japon.

La composition raconte l'histoire

À quelle profondeur ont recristallisé les micaschistes et les schistes bleus ? Quelle était la température à cette profondeur ? Quels minéraux étaient à l'équilibre à un moment donné dans la roche, et quels minéraux se sont succédé dans le temps ? Pour répondre à ces questions, les géologues procèdent en trois étapes. Tout d'abord, ils examinent les roches au microscope optique, ce qui permet d'identifier les minéraux (tous ne sont pas visibles à l'œil nu), et de savoir dans quel ordre ils sont apparus au cours du temps dans la roche. Dans le cas de roches déformées, on détermine ainsi si les minéraux qu'elles contiennent sont antérieurs ou non à la déformation. Par exemple, le grenat et la glaucophane sont des minéraux précoces, contemporains des déformations qu'ont subies les roches où ils sont emprisonnés, car ils sont eux aussi déformés. On en déduit que ces minéraux ont été en partie remplacés par de la chlorite et de l'albite seulement après que la roche a cessé de se déformer.

La deuxième étape est celle de la détermination de la composition chimique des minéraux, car celle-ci varie également en fonction de la pression et de la température. La microsonde électronique (avec laquelle on étudie le rayonnement émis après bombardement d'électrons) permet une analyse de la composition, et fournit une image de la répartition des constituants des grains (voir la figure 5). Dans le grenat par exemple, la teneur en manganèse est élevée au cœur des grains, puis s'appauvrit progressivement du cœur vers la périphérie. Dans le grenat également, les concentrations en fer et en magnésium augmentent du cœur vers la périphérie, tandis que les teneurs en calcium diminuent. Ces variations résultent de la combinaison de deux mécanismes. Quand un germe cristallin se forme, certains éléments,

4. ÉVOLUTION DES ROCHES présentes dans la plaque océanique lors de leur enfouissement dans la zone de subduction. On distingue trois types de roche au départ : le basalte, l'argilite et la radiolarite. À mesure que la pression augmente, des minéraux différents apparaissent.

PRESSION ↓	ROCHES ORIGINELLES		
	LAVE	SÉDIMENTS	
	BASALTE (OLIVINE ET PYROXÈNE DANS UNE PÂTE VITREUSE)	ARGILITE (CRISTAUX MICROSCOPIQUES D'ARGILE ET GRAINS DE SABLE)	RADIOLARITE (COQUILLES DE RADIOLAIRES)
	ROCHES MÉTAMORPHIQUES		
	SCHISTE VERT ACTINOTE : $Ca(Fe, Mg)_5Si_8O_{22}(OH)_2$ CHLORITE : $(Fe, Mg)_{10}Al_4Si_6O_{20}(OH)_{16}$ ÉPIDOTE : $Ca_2FeAl_2Si_3O_{12}(OH)$ ALBITE $NaAlSi_3O_8$	MICASCHISTE MUSCOVITE $Al_3Si_3O_{10}(OH)_2$ CHLORITE	MÉTACHERT ROCHE ESSENTIELLEMENT CONSTITUÉE DE QUARTZ
4 à 8×10^8 pascals			
8 à 12×10^8 pascals 16 à 18×10^8 pascals	SCHISTE BLEU GRENAT : $(Fe, Mg)_3Al_2Si_3O_{12}$ GLAUCOPHANE $Na_2(Fe, Mg)_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$ ET ÉPIDOTE	MICASCHISTE MUSCOVITE GRENAT CHLORITOÏDE : $(Fe, Mg)_2Al_4Si_2O_{10}(OH)_4$	
>15 à 20×10^8 pascals	ÉCLOGITE GRENAT PYROXÈNE $NaAlSi_2O_6$	MICASCHISTE MUSCOVITE GRENAT DISTHÈNE : Al_2SiO_5	

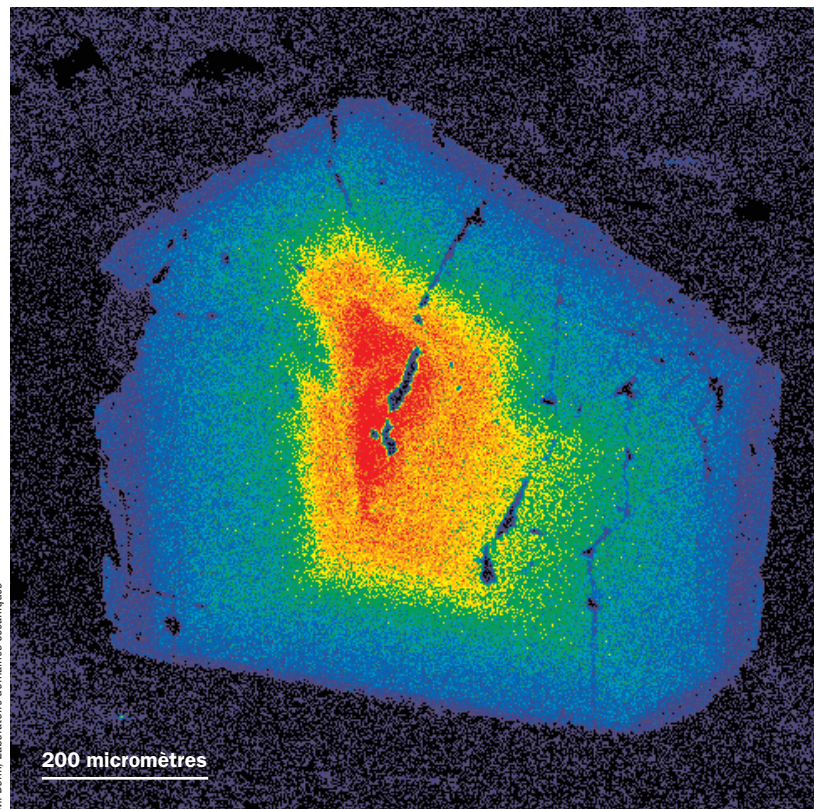
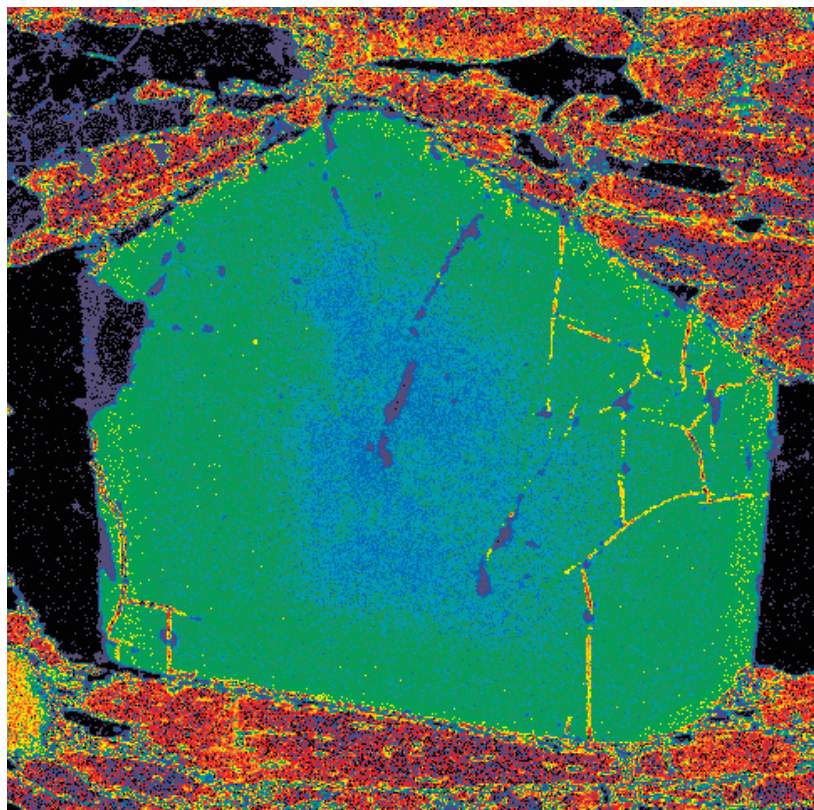
tel le manganèse, s'y concentrent, et la matrice s'appauvrit en ces éléments. Le grenat doit en outre partager la quantité de fer et de magnésium disponible dans la roche avec d'autres minéraux, par exemple la glaucophane. La quantité relative de fer et de magnésium dans chaque espèce minérale dépend de la pression et de la température. Comme ces deux paramètres varient au cours du temps – puisque la roche est enfouie dans la zone de subduction à des profondeurs de plus en plus importantes –, l'évolution de la quantité relative de fer et de magnésium du cœur vers la périphérie du grenat constitue un enregistrement de l'histoire de la subduction.

Lors de la troisième étape, on calcule, d'après les propriétés thermodynamiques des minéraux, déterminées expérimentalement, à quelles conditions de pression et de température ces minéraux ont cristallisé. Dans le cas présenté ci-dessus, on a montré que le début de la croissance du grenat a eu lieu entre 8 et 10×10^8 pascals et à 400 °C, tandis que sa croissance s'est achevée vers 18×10^8 pascals et 500 °C. Autrement dit, les roches de l'île de Groix sont passées de quelque 25-30 kilomètres à 55-60 kilomètres alors que leur température augmentait seulement de 100 °C. Ce gradient thermique, extrêmement faible (environ 3 à 5 °C par kilomètre), doit être comparé au gradient normal, observé par exemple aujourd'hui dans le Bassin parisien, qui est de l'ordre de 30 °C par kilomètre. C'est justement ce faible gradient qui est – nous l'avons vu – caractéristique des zones de subduction, là où une plaque froide s'enfonce dans le manteau chaud.

Que se passe-t-il quand ces roches reviennent vers la surface, où nous les observons aujourd'hui ? En théorie, les roches devraient tendre vers un nouvel équilibre cristallographique. Par exemple, le grenat devrait disparaître, remplacé par des minéraux stables à des pressions et à des températures inférieures, tel la chlorite. Dans certaines roches, on observe bien le remplacement du grenat par la chlorite, mais cette transformation est souvent incomplète. Deux interprétations sont possibles. La première tient à la vitesse des réactions : si la remontée des roches vers la surface est rapide, les réactions n'ont pas le temps de se développer, et la composition des minéraux sous haute pression est figée par le refroidissement. Selon la seconde interprétation : contrairement au grenat, la chlorite est un minéral hydraté, contenant environ 12 pour cent d'eau, de sorte que sa croissance nécessite un apport d'eau, celle que contiennent les pores microscopiques de la roche ne suffisant pas. Or les roches ont été déshydratées durant leur enfouissement. En l'absence d'eau, le réajustement minéralogique ne peut avoir lieu durant l'exhumation des roches enfouies. Pour ces deux raisons (vitesse de refroidissement et absence d'eau), les schistes bleus sont encore visibles à Groix.

L'énigmatique exhumation

Si l'on comprend à peu près les mécanismes qui assurent la préservation des schistes bleus pendant leur remontée vers la surface, on comprend moins bien quel est le mécanisme responsable de cette remontée, un processus que les géologues nomment exhumation. Dès qu'une chaîne de montagnes est créée, elle est immédiatement soumise à l'érosion. Dès lors, le matériel emporté par les rivières sédimente dans les bassins continentaux ou marins qui bordent la chaîne de montagnes. Celle-ci, délestée d'une partie



5. LE GRENAT a enregistré l'histoire de la roche environnante lors de la subduction. Ces images obtenues à la microsonde électronique par Marcel Bohn, du Laboratoire domaines océaniques (CNRS – IFREMER), montrent (en haut) que le cœur du grenat est pauvre en magnésium (en bleu) par rapport à la périphérie du même grain (le vert correspond à une concentration supérieure). Inversement, les teneurs en manganèse diminuent dans le même grenat du cœur vers la périphérie (en bas). Ces hétérogénéités chimiques reflètent les variations de pression et de température qu'a subies le grenat lors de sa croissance.

de son poids, remonte comme un navire qu'on aurait déchargé. Ainsi affleurent progressivement des roches qui étaient auparavant enfouies. Pour la plupart des géologues, l'érosion n'explique cependant pas, à elle seule, l'exhumation des schistes bleus. D'autres mécanismes s'ajoutent à l'érosion, par exemple la « régurgitation » de blocs rigides qui, en raison de leur faible densité, cessent de s'enfoncer plus profondément dans le manteau, ou encore l'extrusion des roches entre deux continents en collision (comme la pâte dentifrice expulsée d'un tube comprimé).

Si les roches de l'île de Groix témoignent de l'existence d'une ancienne zone de subduction, il nous reste à estimer quand cette zone de subduction a effectivement fonctionné. Un premier élément de réponse serait de connaître l'âge des anciennes coulées de basalte qui forment aujourd'hui les schistes bleus, ou l'âge du dépôt des argiles formant aujourd'hui les micaschistes, où des restes fossilisés d'organismes pourraient être conservés. En raison des intenses phénomènes de déformation et de recristallisation qu'ont subis ces roches, notre enquête est restée jusqu'à présent vaine : aucun fossile n'a été identifié, et aucun minéral précoce des anciens basaltes n'a été conservé. En revanche, grâce aux minéraux métamorphiques, il nous est possible de connaître l'âge de l'enfouissement de ces roches. En effet, les miné-

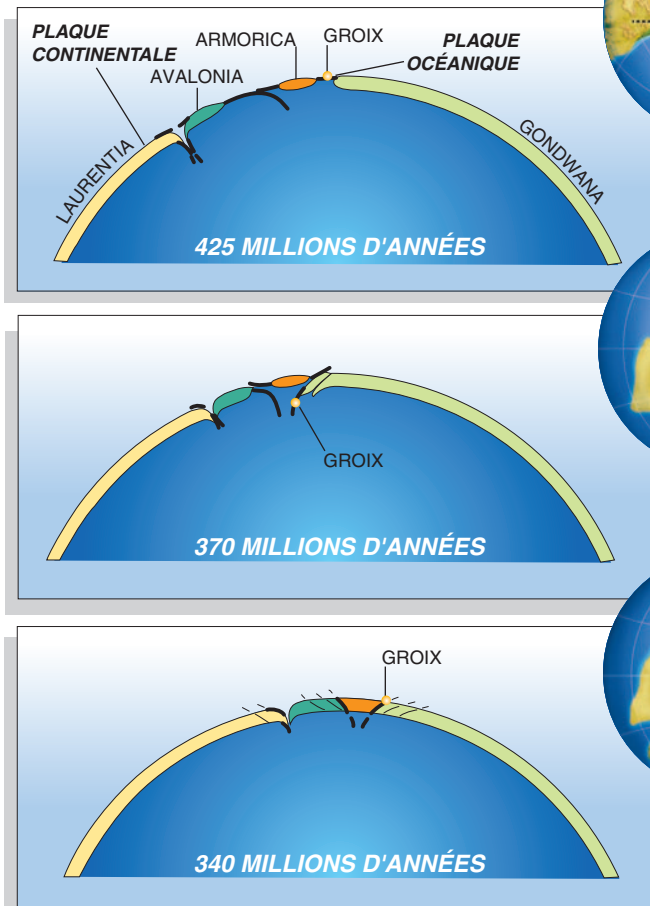
raux incorporent lors de leur cristallisation des éléments radioactifs (éléments-pères) qui, au cours du temps et à vitesse constante, se désintègrent en produisant des atomes généralement stables (éléments-fils) accompagnés de rayonnement (alpha, bêta et gamma). Si le minéral reste isolé de perturbations postérieures à sa cristallisation, la quantité d'éléments-fils formés est à chaque instant proportionnelle à la quantité d'éléments-pères non désintégrés. Cette dernière quantité diminue de moitié en un laps de temps appelé la période, caractéristique de l'élément considéré. En mesurant aujourd'hui les concentrations en éléments-pères et en éléments-fils dans le minéral, il nous est possible de connaître l'âge de sa cristallisation.

Les géochronomètres datent les minéraux

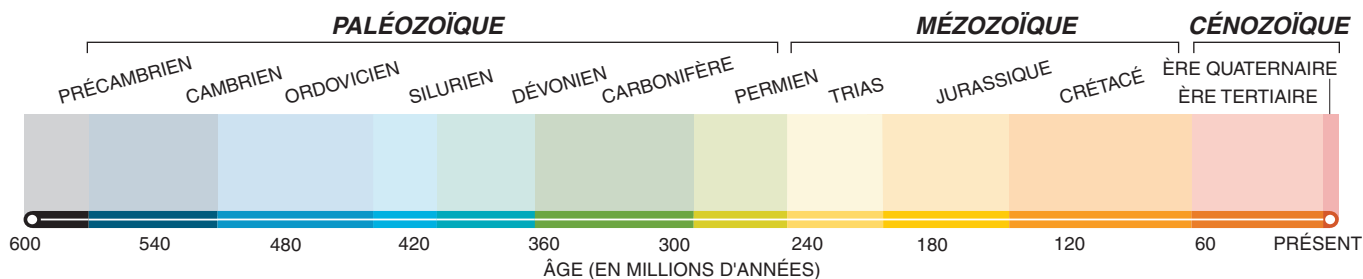
Il en est ainsi des micas, qui contiennent du potassium dont l'un des isotopes, le ^{40}K , est radioactif et se transforme en ^{40}Ar avec une période de 1,25 milliard d'années. D'autres géochronomètres peuvent être utilisés dans les roches de l'île de Groix, tel le rubidium 87 qui se désintègre en strontium ($^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$) avec une période égale à 48,8 milliards d'années, dans les micas et dans l'épidote, ou le samarium 147 qui se désintègre en néodymium ($^{147}\text{Sm} - ^{143}\text{Nd}$) avec une période de 100 milliards d'années, dans le grenat. Le choix d'un géochronomètre ou d'un autre est essentiellement fonction de la composition des minéraux métamorphiques (le chronomètre K - Ar ne peut être utilisé que dans les minéraux contenant du potassium), de la température à laquelle le système est isolé de l'extérieur (c'est-à-dire au-dessous de laquelle les échanges d'éléments-fils avec l'extérieur deviennent infiniment lents, de sorte qu'ils sont stockés dans le minéral), et de l'âge approximatif de l'échantillon.

Des analyses réalisées sur de nombreux échantillons et avec divers géochronomètres ont été effectuées depuis de nombreuses années sur les schistes bleus de Groix. Les résultats et les interprétations qui en découlent ont évolué avec les techniques employées, celles-ci devenant de plus en plus précises et permettant des analyses à des échelles de plus en plus petites.

Contrairement à certaines hypothèses qui faisaient des schistes bleus les témoins d'une subduction précambrienne (il y a plus de 540 millions d'années), il a été tout d'abord établi dans les années 1970 qu'ils s'étaient formés au Paléozoïque supérieur (entre 300 et 400 millions d'années) pendant la formation de la chaîne hercynienne. Par la suite, les résultats obtenus à l'aide des géochronomètres ont confirmé ces conclusions en donnant des âges également compris entre 300 et 400 millions d'années. En collaboration avec Jean-Jacques Peucat, du Laboratoire géosciences Rennes, deux d'entre nous (Valérie Bosse et Gilbert Féraud), avons réduit cet intervalle de temps grâce aux géochronomètres $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$ et $^{40}\text{K} - ^{40}\text{Ar}$ utilisés sur des schistes bleus et sur des schistes verts. Les âges obtenus dans les schistes bleus se situent entre 360 et 370 millions d'années, tandis que les schistes verts sont



6. LA SUBDUCTION de Groix est survenue au Paléozoïque supérieur. L'île était originellement une portion du plancher de l'océan séparant la microplaque Armorica du Gondwana (en haut). Ces deux continents se rapprochant, Groix a été enfouie sous Armorica vers - 370 millions d'années (au milieu). L'île a été exhumée il y a 340 millions d'années (en bas).



plus jeunes, vers 345 à 355 millions d'années. Ces résultats montrent que les basaltes et les argiles océaniques ont été enfouis à une cinquantaine de kilomètres de profondeur dans une zone de subduction fonctionnant au Dévonien supérieur, avant d'être exhumés rapidement au Carbonifère inférieur, dans des conditions permettant leur parfaite conservation pendant le retour vers la surface.

Un scénario accrocheur

Durant le Paléozoïque supérieur, la répartition des continents émergés était notablement différente de sa répartition actuelle (voir la figure 1). Pour notre propos, il suffit de savoir que trois grandes masses continentales étaient présentes : la Laurentia (l'actuelle Amérique du Nord), la Baltica (l'Europe du Nord de la Norvège à l'Oural), et le Gondwana (l'Amérique du Sud, l'Afrique et l'Europe du Sud, c'est-à-dire l'Espagne et la partie méridionale de la France). Entre ces domaines continentaux majeurs existaient d'autres domaines continentaux, de petites dimensions à l'échelle du globe, dont la position précise est encore controversée. Philippe Matte, de l'Université de Montpellier, a proposé une reconstitution de l'histoire de l'ancienne région incluant Groix. Il s'est fondé sur diverses données : la position des anciens continents déduite des informations paléomagnétiques, la répartition des faunes et des flores, et la répartition des zones de subduction déterminée d'après les schistes bleus. Il a identifié deux bandes continentales : Avalonia (la côte Atlantique du Canada, le Sud des îles Britanniques et la Belgique et le Nord de la France) et Armorica (la Galice, la Bretagne et sa prolongation sous le bassin de Paris). Ces domaines continentaux étaient séparés par des espaces océaniques. Le déplacement des plaques à la surface de la Terre a entraîné la collision entre les continents laurentien, baltique et avalonien, donnant naissance à la chaîne calédonienne ; puis cet ensemble est entré en collision avec le continent gondwanien au cours du Dévonien et du Carbonifère, accouchant de la chaîne hercynienne. Les océans qui séparaient les continents ont disparu dans des zones de subduction que l'on doit maintenant rechercher en identifiant soit des arcs volcaniques, soit des roches métamorphiques de haute pression et basse température. Ce sont précisément les minéraux qui nous permettent de reconstituer l'histoire de Groix.

Il y a 425 millions d'années, au milieu du Silurien, la microplaque Armorica est encore proche du Gondwana, dont elle n'est séparée que par un petit océan, s'étirant (dans la géographie actuelle) de la Galice à la Bretagne. Vers 370 millions d'années, la convergence du Gondwana avec la Laurussia – le continent résultant de la collision des plaques laurentienne, baltique et avalonienne – conduit à la disparition de ce petit océan, qui s'enfonce sous la microplaque Armorica (voir la figure 6). Ainsi se forment les schistes bleus de l'île de Groix. Durant le Carbonifère, la convergence se poursuit, entraînant la collision des plaques Laurussia et Gondwana,

aboutissant à un vaste domaine continental, la Pangée, entouré par un vaste domaine océanique, la Panthalassa.

L'histoire ne s'est pas arrêtée là. Durant le Mésozoïque (il y a quelque 160 millions d'années), la Pangée se disloque, et l'océan Atlantique s'ouvre ; le continent américain s'éloigne de l'Afrique et de l'Europe. L'océan Atlantique en cours de formation sépare alors en deux tronçons la chaîne hercynienne, une partie étant maintenant observable dans les Appalaches alors que l'autre forme l'ossature de la partie centrale de l'Europe. Il y a environ 110 millions d'années, s'ouvre le golfe de Gascogne, qui sépare la France et l'Espagne. Étrange destin que celui de notre océan paléozoïque, enfoui sous une autre plaque, puis intégré à une chaîne de montagnes, et dont les restes furent finalement séparés en deux portions de part et d'autre du golfe de Gascogne.

Ainsi, les schistes bleus, comme les autres roches qui existent sous haute pression et à basse température, marquent l'emplacement de zones de subduction fossiles, où disparurent des océans et s'affrontèrent des continents. Les schistes bleus de l'île de Groix sont parmi les rares témoins d'un océan disparu, parce qu'ils ont échappé aux transformations associées à la collision continentale ayant amalgamé les continents en une gigantesque Pangée. Ils signalent, par leur existence même, que le globe terrestre s'est déjà notablement refroidi depuis sa formation, il y a environ 4500 millions d'années. Durant les premiers milliards d'années de son existence, l'augmentation de température avec la profondeur était trop forte pour que des minéraux comme la glaucophane puissent se former. Ce n'est qu'à la fin du Précambrien et au cours du Paléozoïque qu'apparaissent les schistes bleus, dont la formation se généralise durant le Mésozoïque et le Cénozoïque. Les schistes bleus de l'île de Groix sont ainsi parmi les plus anciens témoins du refroidissement du globe terrestre. On comprend alors leur intérêt patrimonial, justifiant la création d'une réserve naturelle sur l'île aux grenats.

Michel BALLÈVRE, professeur à l'Université de Rennes et Gilbert FÉRAUD, directeur de recherches au CNRS à Nice au Laboratoire géosciences-azur, se sont associés depuis quelques années pour étudier les mécanismes d'exhumation des roches enfouies lors d'une subduction. Valérie BOSSE a effectué la majeure partie de sa thèse sur les roches de l'île de Groix, et est maintenant maître de conférences à l'Université de Clermont-Ferrand.

V. BOSSE, M. BALLÈVRE et O. VIDAL, *Ductile thrusting recorded by the garnet isograd from blueschist-facies metapelites of the Ile de Groix, Armorican Massif, France, Journal of Petrology*, vol. 43, pp. 485-510, 2002.

C. AUDREN et al., Carte géologique de la France au 1/25000, Feuille Île de Groix, BRGM, Orléans, 1993.

L'île de Groix, Numéro spécial de la revue *Penn ar Bed, Bretagne vivante*, Brest, réédition de 1990.

Les malformations des grenouilles

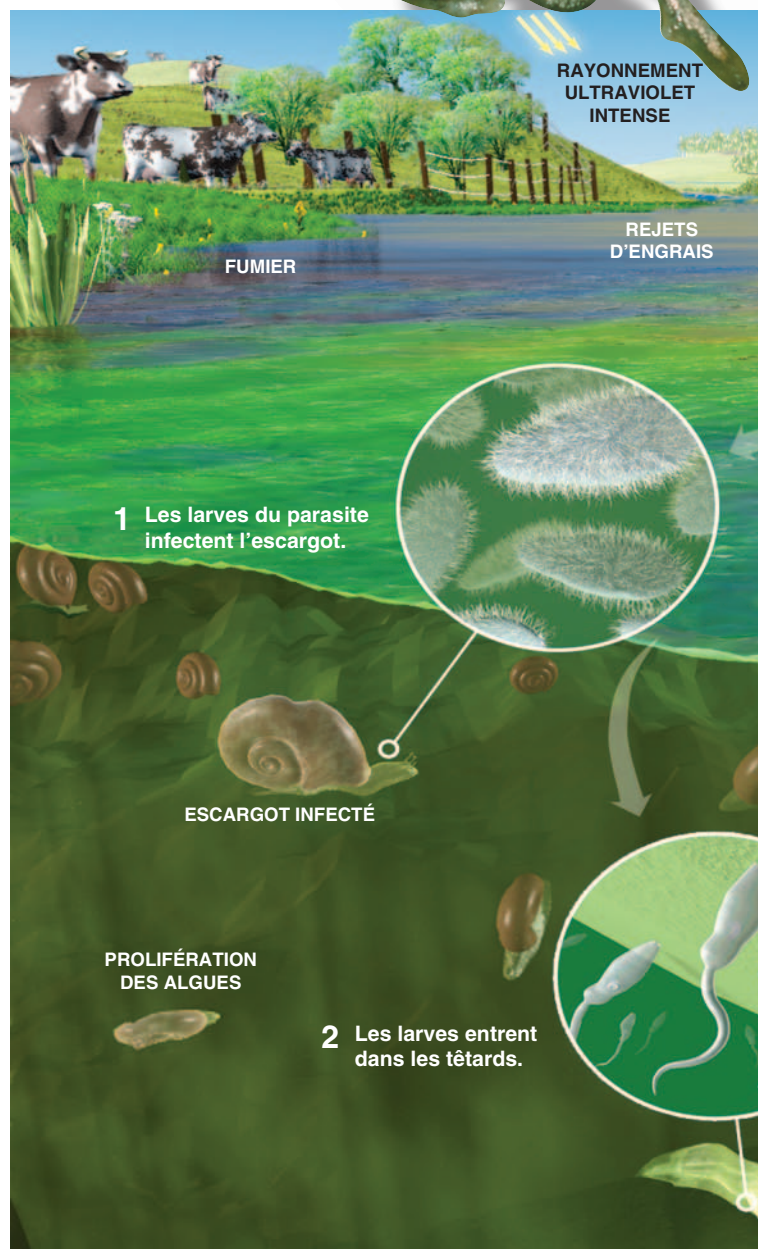
ANDREW BLAUSTEIN • PIETER JOHNSON

Trois facteurs sont incriminés dans l'accroissement du nombre de malformations chez les amphibiens : les rayonnements ultraviolets, la contamination chimique des eaux et une épidémie due à un parasite.

Parfois, au hasard d'une promenade, on peut observer des grenouilles qui n'ont pas de pattes ou qui, au contraire, ont des pattes surnuméraires. Certaines ont une ou deux pattes qui sortent de l'estomac. D'autres encore, n'ont qu'un œil. On observe de telles difformités en Europe, en Asie, aux États-Unis ou encore en Australie. Aucun continent ne semble épargné par ce phénomène. Le type de difformité le plus courant est l'excès ou l'absence de pattes. Quelle est l'ampleur du phénomène ? Quelle est la cause de ces difformités ? Depuis 1995, des malformations ont été observées chez plus de 60 espèces, dont les salamandres et les crapauds, et, dans certaines populations, 80 pour cent des animaux sont atteints.

Après avoir constaté l'ampleur du phénomène, les biologistes se sont demandé s'il était naturel. En effet, des études qui remontent à une centaine d'années, avaient montré que, dans chaque population, quelques individus présentaient des anomalies dues à des mutations génétiques, à des blessures ou à des anomalies de développement. Cependant, dans une population en bonne santé, moins de cinq pour cent des individus avaient des membres ou des doigts manquants ; les difformités les plus graves, comme des pattes postérieures surnuméraires, étaient encore plus rares. Diverses études indiquent que ces difformités sont, aujourd'hui, de plus en plus fréquentes.

Les biologistes attribuent cet accroissement du nombre d'anomalies à une plus grande exposition des amphibiens aux rayonnements ultraviolets, à une contamination chimique de l'eau ou à une infection par un parasite. En réalité, ces trois facteurs interviennent probablement à des degrés divers, chacun causant des difformités spécifiques, et agissant parfois de conserve. En outre, tous sont en partie liés aux activités humaines qui perturbent l'habitat des amphibiens.



1. LE PARASITE TRÉMATODE *Ribeiroia ondatrae* est responsable des difformités (par exemple des pattes surnuméraires) observées sur les grenouilles. La larve du parasite infecte des escargots (1). Puis elle se transforme, à l'intérieur de l'escargot, en une forme qui lui permet de se déplacer librement dans l'eau. Le parasite entre alors dans le têtard et se fixe à proximité de l'ébauche des futures pattes postérieures (2). Là, se forme un kyste qui perturbe le développe-