

Histoire géologique récente et façonnement géomorphologique de Belle-Ile

Marc-André SELOSSE

De surface d'aplanissement pré-tertiaire en oscillations marines quaternaires, de plages fossiles en coulées de gélifluxion, de falaises en vallons raccordés ou suspendus, une approche de l'histoire géologique récente de l'île.

Belle-Ile-en-Mer se présente, à première vue, comme un plateau dont l'altitude varie entre 50 et 65 m, et s'abaisse à 30-40 m pour la partie nord. L'île, allongée du Nord-Ouest au Sud-Est, s'étend sur 17 km de longueur mais n'excède jamais 10 km de largeur. Elle est entièrement constituée de roches métamorphisées (voir l'article de C. Audren dans ce numéro). Le plateau est en réalité entaillé de nombreux vallons, parcourus de ruisseaux temporaires : partant de la côte, ces vallons se ramifient à l'intérieur de l'île. Ainsi est définie une ligne de partage des eaux, elle aussi orientée NO-SE, que parcourt la "route stratégique" (D25). On distingue aussi deux côtes : la côte ouest et sud-ouest, dite "extérieure", fait face à l'Océan, tandis que la côte "intérieure", orientée au Nord et au Nord-Est, regarde le continent.

Cet article est une synthèse des travaux effectués sur l'île au cours du siècle. Il décrit la géomorphologie et les formations superficielles de l'île, dont il récapitule l'histoire géologique récente, au Tertiaire (entre 65 et 1,65 millions d'années) et au Quaternaire (depuis 1,65 Ma). Cette histoire, nous allons le découvrir, est largement dominée par la tectonique, les variations climatiques qui ont entraîné des changements du niveau marin et l'action de la mer.

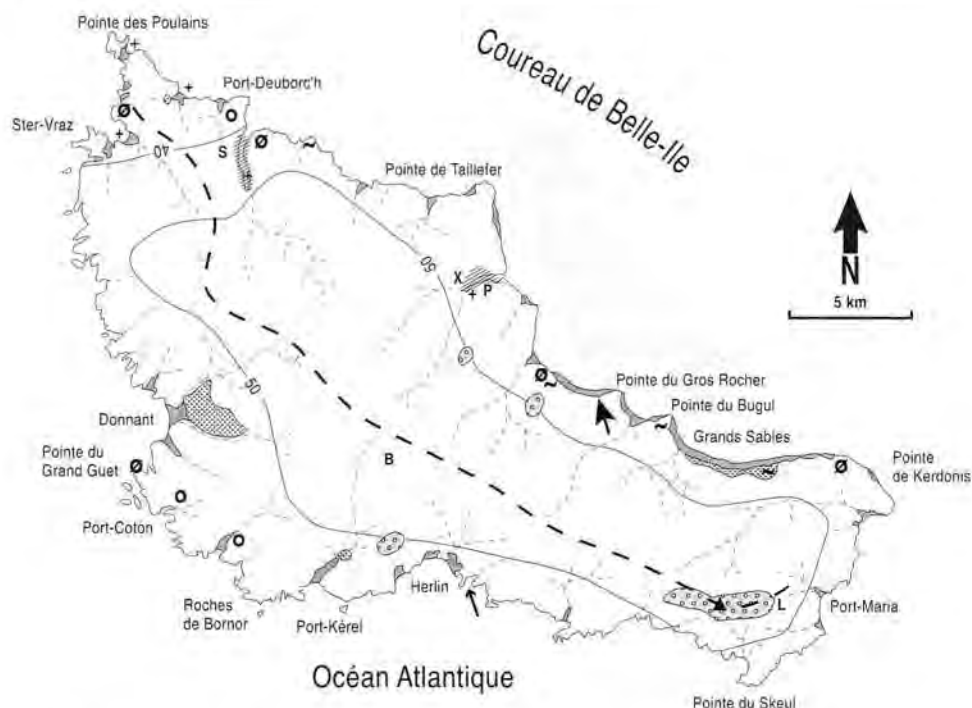
Le plateau, pénéplaine bombée et surélevée au Tertiaire

Belle-Ile appartient à un ensemble d'îles de la plate-forme continentale bretonne (Groix, Houat, Hoëdic, les Glénans, Noirmoutier) dont certaines ont été secondairement reliées au continent (Presqu'île de Quiberon, le Croisic). Leur émergence ne peut s'expliquer par leur résistance à l'érosion : les tufs tendres bellilois ont par exemple une altitude supérieure aux granits quiberonnais, pourtant plus résistants. Ces îles sont donc d'origine tectonique, c'est-à-dire, résultent des déformations subies par la plate-forme continentale.

Leur soulèvement, qui explique leur émergence actuelle, trouve son origine dans le fonctionnement de failles de direction WNW-ESE : cet événement implique le réveil d'anciennes failles hercyniennes datant de l'ère Primaire. Le fonctionnement de ces failles découpe le socle de la plate-forme continentale en compartiments surélevés pour les uns, surbaissés pour les autres : Belle-Ile se trouve sur un compartiment

surélevé. Comment dater cet épisode tectonique ? Le dragage sous-marin révèle que la plupart des compartiments, surbaissés ou surélevés, possèdent une couverture sédimentaire calcaire datant de l'Yprésien et du Lutétien (entre 40 et 55 Ma, au Tertiaire

donc). Ces dépôts paraissent également affectés par les mouvements tectoniques, qui sont donc post-lutétiens : il s'agirait d'une compression modérée, datée de 35 Ma environ par Pinot (1974) et rattachée à la phase tectonique pyrénéo-provençale.



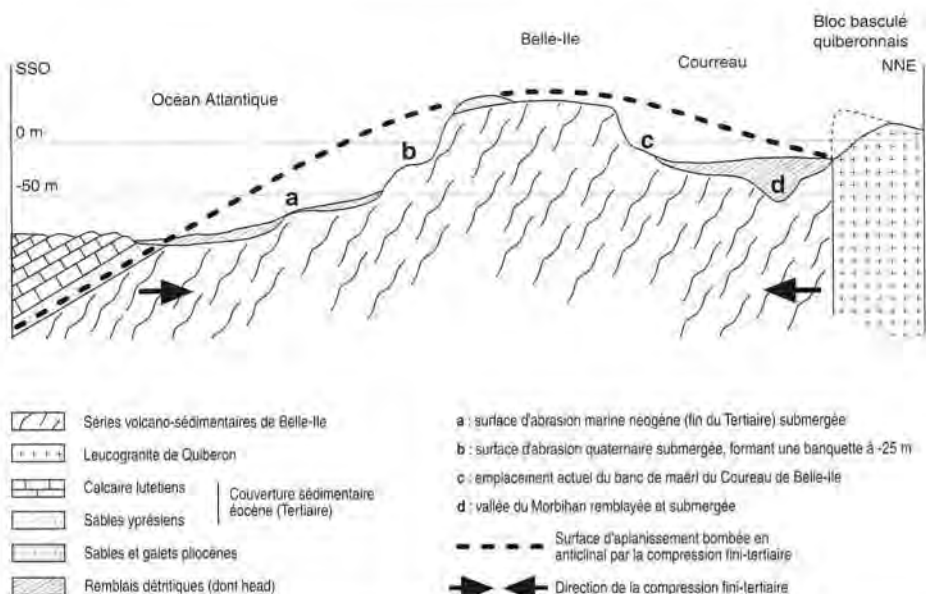
Géomorphologie (modifiée de Guilcher, 1948)

- 50 — Altitude du plateau, sans tenir compte des vallons qui l'entaillent
- Talwegs des principaux vallons (les plus petits n'ont pas été portés)
- Ligne de partage des eaux (superposable au tracé de la D25)
- Dolines ou trous liés à l'érosion marine
- ~ Replats dans la falaise (abrasion marine lors de transgressions passées)
- ▲ Point le plus élevé de l'île (71 m NGF) à Borvran

Formations superficielles

- Principaux lambeaux de la couverture pliocène (sables et galets)
- Localisation de la plage fossile de Bordardoué
- Affleurements de vases et galets rapportés à des transgressions antéwürmiennes
- Dunes, vives ou fossiles (parfois consolidées en profondeur)
- X Localisation du paléosol entoué du Potager, près de Palais
- Localisation des limons périglaciaires de Port-Guen, près d'Herlin
- + Dépôts würmiens ou post-glaciaires submergés par la transgression flandrienne (tourbière de Ster-Vraz, paléosols des Poulains et de Deubor'h)
- Rias envasées avant l'installation des ports (Palais, Sauzon)
- Estran actuel, constitué de sables et/ou galets (placers à minéraux lourds sur la côte intérieure)
- Banc de maërl du Coureau de Belle-Ile. Le maërl se retrouve sur les plages de la côte intérieure qui font face au banc

Carte des formes géomorphologiques et des formations superficielles. B - Bangor, L - Locmaria, P - Palais, S - Sauzon.



Coupe géologique schématisée de Belle-Ile et des fonds entourant l'île (d'après Vanney 1977, modifié).

L'origine de la planéité du plateau de Belle-Ile serait en partie antérieure aux mouvements qui découpent le socle. On retrouve fréquemment sur la plate-forme continentale, un affleurement plan et tronqué du socle sous les dépôts sédimentaires tertiaires, lutétiens ou yprésiens. Il existait donc probablement une surface d'aplanissement (ou pénéplaine) avant l'épisode sédimentaire ypréso-lutétien (vers 46 Ma). L'érosion qui a déterminé cette surface daterait du Secondaire et du début du Tertiaire : le processus s'est probablement déroulé en milieu continental, à une époque où la région n'était pas submergée. C'est cette érosion qui dégage les formations métamorphosées qui constituent ici le socle (voir l'article de C. Audren), et qui sont abondamment faillées et fissurées lors de leur retour en surface, comme on le voit actuellement (phase tectonique cassante, recoupant les structures héritées du métamorphisme). Nous verrons plus loin que la mer, qui a parfois recouvert Belle-Ile, a pu retoucher ensuite la surface du plateau ; de plus, des réajustements tectoniques ultérieurs ne sont pas exclus.

La couverture sédimentaire ypréso-lutétienne n'a probablement jamais existé sur l'île, ou bien elle a été entièrement

dégagée depuis. Elle se retrouve en revanche sur les parties immergées du compartiment bellilois, au sud-est de l'île (voir coupe géologique schématisée ci-dessus) : la surface de contact avec le socle métamorphique n'est pas horizontale à ce niveau. Après Guilcher (1948), Vanney (1977) a donc proposé que le compartiment surélevé ait été comprimé lors de son élévation (c'est un anticlinal faillé). La surface d'aplanissement, initialement plane, aurait ainsi été bombée - ce qui peut expliquer le faible pendage au NW du plateau sensible au nord de l'île et le contact avec la couverture tertiaire. La mer aurait ensuite dégagé les roches de toutes parts, creusant notamment le Coureau de Belle-Ile, bras de mer qui sépare l'île du compartiment granitique de Quiberon (voir coupe géologique schématisée ci-dessus).

La mer aurait ensuite formé les falaises de l'île et, en entaillant la surface bombée, aurait isolé le plateau. Celui-ci a subi ultérieurement deux modifications. La première est le creusement de vallons ; la seconde est la mise en place de dépôts de galets marins que nous allons étudier maintenant. Enfin, des sols acides, plus ou moins épais, se sont développés à sa surface.

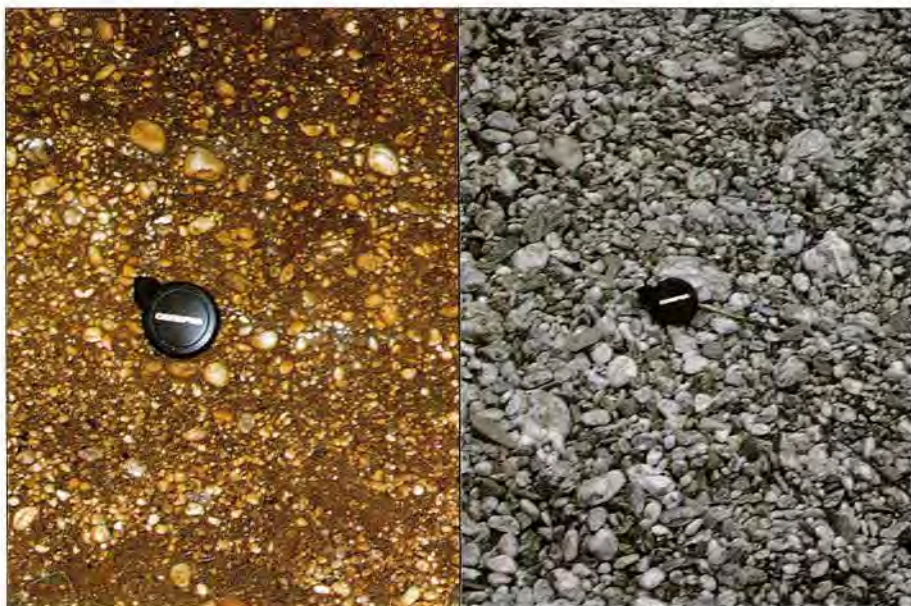
Les témoignages des variations du niveau de la mer

On observe des buttes peu marquées qui tempèrent le plateau : celle de Borvran culmine néanmoins à 71 m NGF (point géodésique) et constitue le point le plus élevé de l'île. Ces reliefs sont des placages de galets de quartz : ils forment un banc très épais (plus de 7m) à Borvran, où ils ont été exploités pour le gravillonnage, mais se trouvent aussi à Borfloc'h, Calastrène, Borgrouaguer... Ils déterminent des sols très drainés. Leur origine, et celle des sables qui les accompagnent, est marine (d'après la forme et le type d'usure, et la présence de traces de calcaire) et locale (filons de quartz de l'île) : des galets semblables se ramassent actuellement à la côte. Ceci implique que la mer ait autrefois submergé l'île (au moins 70 m au-dessus du niveau marin actuel). Les galets supérieurs du banc de Borvran présentent également des traces d'éolisation, probablement liées à leur émergence ultérieure.

Le niveau de la mer a en effet fréquemment varié au cours des temps géologiques. Des causes diverses (liées par exemple à la tectonique des plaques)

peuvent entraîner ces variations : les glaciations successives en ont été la cause au Quaternaire. Le refroidissement provoque la formation d'accumulation de glace sur les continents (inlandsis) et donc la baisse du niveau des mers : on parle de régression marine. Ce niveau remonte en période interglaciaire, lorsque le réchauffement fait fondre les glaces, comme c'est le cas actuellement : on parle de transgression marine. La transgression qui aurait mis en place les galets du plateau est généralement rapportée au Pliocène (entre 5,5 et 1,8 Ma : d'importantes transgressions, jusqu'à 200 m au-dessus du niveau actuel, ont été repérées durant cette période). Elle est antérieure à la formation des vallons tels que nous les connaissons, car on ne retrouve pas ces placages au fond de ceux-ci. Cette submersion a pu retoucher la surface du plateau par abrasion marine.

Témoins d'autres transgressions, moins élevées, des "plages fossiles" ont été décrites sur la côte intérieure. La plus belle s'observe 4 m au-dessus du niveau actuel des hautes mers, sur la plage de Bordardoué (Selosse, 1993) : elle est formée de sables cimentés en grès rougeâtres par des dépôts d'oxydes de fer et comporte des galets enchâssés dans la masse. L'un de ces galets, morceau de granite de plusieurs kilos, a parcouru plusieurs kilomètres avant sa mise en



M.A. Selosse

Galets pliocènes de l'ancienne carrière de Borvran, altitude 71 m (à gauche) et galets actuels au niveau de la mer à Port-Coton (à droite).

place (les plus proches granites sont à Houat)! De telles formations sont rapportées au Quaternaire (ère actuelle, commencée il y a 1,65 Ma), sans plus d'exactitude ni de certitude. Certains replats (plates-formes horizontales taillées dans la falaise, au-dessus du niveau de la mer, comme à la Pointe du

Bugul) peuvent aussi témoigner d'abrasions marines lors de transgressions passées. Enfin des dépôts pélitiques (argiles), contenant des galets, existent au fond de certaines plages, un peu au-dessus du niveau des hautes mers qui les dégage en microfalaise (Port-Goulphar, Ster-Vraz,...) : leur datation

P. Mauger



P. Mauger



En haut, tourbière postglaciaire submergée à Ster-Vraz, affleurant sous la plage de galets actuelle.

En bas, alternance de limons et head sur 14 m à Port-Guen, au sud d'Herlin, occupant le fond d'un vallon qui affleure dans la falaise, suite à l'attaque latérale de celui-ci par la mer.

est délicate mais certains pourraient correspondre à l'optimum de la dernière transgression. La transgression flandrienne, débutée il y a 15 000 ans, a en effet atteint un maximum au début de l'ère chrétienne (2 000 ans BP, époque de l'enneigement du Golfe du Morbihan), puis légèrement régressée ensuite. C'est peut-être aussi lors de ce maximum que se mettent en place les grès clairs repérables à Port-Deuborc'h.

La plupart des témoignages de régression sont à rechercher quant à eux sous le niveau actuel de la mer : ainsi, des traces de littoraux datant probablement de la dernière glaciation (Würm) ont été repérées par sondage et dragage à l'Ouest de Belle-Ile (Pinot, 1974). Ils montrent un maximum de régression à une centaine de mètres d'altitude en dessous du niveau actuel, daté entre 15 000 et 20 000 ans BP et repéré ailleurs depuis. Ce niveau aurait été atteint par des paliers successifs, matérialisés sur les fonds, entre 0 et -100 m, par des paléofalaises. Les talwegs de certains vallons de la côte extérieure de l'île se prolongent jusqu'à plusieurs kilomètres en mer, comme ceux de Ster-Vraz et Donnant. Ils rejoignent le cours, maintenant ennoyé, du "Morbihan", fleuve qui recevait les eaux du golfe du Morbihan (dont celles de la Rivière d'Auray). Ce fleuve passait entre Quiberon et Houat, puis par le Coureau (voir coupe géologique schématique) et le nord de la Pointe des Poulains. Les fonds sous-marins autour de l'île conservent d'autres traces de leur émergence. Il existe ainsi, par 20 à 30 m de profondeur, une banquette rocheuse discontinue qui entoure la côte extérieure de l'île (voir coupe schématique). Comme les replats décrits plus haut dans les

falaises, cette banquette correspond probablement à une abrasion marine - datant d'une régression quaternaire.

Des traces de ces épisodes régressifs se repèrent également dans l'île : les dunes en sont les plus spectaculaires. Celle des Grands Sables est localisée sur la côte intérieure, tandis que celle de Donnant, sur la côte extérieure, s'avance de 800 m à l'intérieur de l'île. Ces placages sableux d'origine marine et d'épaisseur variable sont très riches en calcaire (sables coquilliers) : au XIX^{ème} siècle, ils alimentèrent un four à chaux. Des fragments consolidés, probablement liés aux alternances de dissolution - recristallisation des carbonates, affleurent dans les zones d'extraction (ainsi, le long de la route côtière aux Grands-Sables). Il n'existe pas de plage suffisant actuellement à alimenter ces dunes, comme en témoigne leur faible reconstitution dans les zones où elles ont été dégradées par le piétinement ou l'exploitation. Ce seraient donc des dunes fossiles, mises en place à une époque où la mer était plus basse et formait une plus grande plage, permettant au vent d'alimenter de telles dunes.

Un autre témoignage de régression, plus discret, est constitué par les sols fossiles repérés sous les plages actuelles de l'île et les tourbières fossiles de Palais, Sauzon (toutes deux curées à l'heure actuelle) et Ster-Vraz (exploitée pendant la première guerre mondiale, toujours observable). A Port-Deuborc'h existent même des souches en place, visibles lorsque l'ensablement le permet. Tous ces dépôts se trouvent situés sous 5 m d'eau aux marées d'équinoxes : ils ont été mis en place durant le dernier épisode régressif (glaciation du Würm) et

Type de vallon Section de côte		Vallon raccordé		Vallon suspendu			Nombre total	Longueur de côte (en km)
		grand	petit	embryonnaire	eustatique	valleuse		
Côte intérieure	de Kerdonis à Taillefer	11	4	5	8	0	28	15,5
	de Taillefer aux Poulains	11	5	8	7	1	32	17,7
Côte extérieure	des Poulains à Grand Guet	12	0	8	2	8	30	28,4
	de Grand Guet à Bornor	5	0	2	2	3	12	10,5
	de Bornor au Skeul	13	1	6	3	12	35	28,7
Côte sud-est	du Skeul à Kerdonis	5	0	2	2	2	11	10,1

Dénombrement des différents types de vallons, d'après Guilcher (1948).

ont été recouverts lors de la transgression flandrienne. La tourbe de Ster-Vraz est un dépôt épais d'un mètre au plus, occupant tout le fond du vallon au niveau de la plage. Elle provient d'un marais côtier où se déposaient des débris végétaux - on y observe ainsi des morceaux de bois (dont un tronc) et de nombreuses traces de feuilles (*Phragmites* sp. en particulier). Les datations de la couche la plus profonde par carbone 14 donnent un âge compris entre 2 500 et 3 000 ans BP. Sa submersion correspondrait à l'optimum flandrien, au début de l'ère chrétienne.

Le va-et-vient quaternaire du niveau marin a donc mis en place les diverses formations superficielles : une dernière conséquence en est, comme nous allons le voir, le creusement des vallons de l'île.

Les vallons, produits de la mer et des glaciations

Ces vallons "en auge", à fond plat et à bords subverticaux, donnent son caractère à l'île : Guilcher, qui les a étudiés en détail, en dénombre 148. Le fond des vallons est occupé (voire même inondé) par un ruisseau en hiver, et abrite des sols très hydromorphes. Les vallons dits "raccordés" sont ceux qui débouchent sur la mer, et forment parfois des rias à leur embouchure : vallons de Palais, Kérel, Port-Andro... Ce sont aussi les plus longs (ils se poursuivent jusqu'à 3 km à l'intérieur de l'île). Les vallons "suspendus" débouchent sur la côte à des niveaux variés au-dessus du niveau de la mer et sont généralement moins longs (voir tableau p.18).

Le faible ruissellement n'explique pas l'origine des vallons, qui serait plutôt liée aux variations conjuguées du niveau de la mer et des climats. Le fond des vallons est souvent occupé par un dépôt formé de morceaux de tuf local, anguleux donc peu rema-

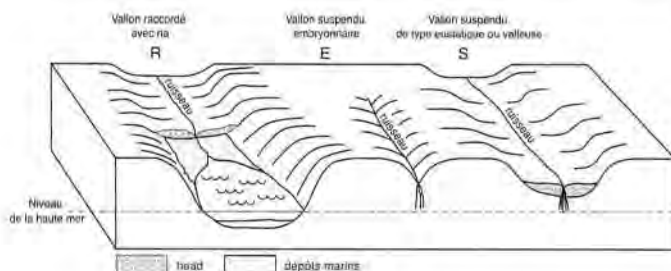
niés, mélangés de limons et parfois de matière organique. Ce sont des coulées de gélifluxion, dites encore "heads". Elles se forment en contexte périglaciaire (c'est-à-dire, lors d'une glaciation, mais à distance des zones couvertes par les glaciers et les inlandsis) et impliquent une alternance de gel, qui fait éclater la roche (cryoclastie), et de dégel, où les produits de cryoclastie s'éboulent. Avec les eaux de dégel, ils glissent vers les dépressions qu'ils comblent, parfois sur une quinzaine de mètres d'épaisseur (on l'observe en particulier dans la falaise à Port-Guen, au sud de la plage d'Herlin) : c'est la gélifluxion.



M.A. Selosse

Vallon suspendu à la Pointe du Talus, se terminant 5 m au-dessus du niveau de la mer.

En période interglaciaire, le niveau remonte et les vallons se trouvent, pour certains, raccordés voire envahis par la mer. Le head est alors dégagé par la mer à l'embouchure du vallon, et par le ruissellement dans le talweg (schéma ci-dessous). Lorsque la mer avance en déblayant le head, le profil d'équilibre du ruisseau recule et celui-ci entaille plus profondément le head (c'est l'origine des ruisseaux profonds de certains



Les vallons de Belle-Ile : vue schématique depuis la mer des principaux types de vallons.

R - vallon raccordé avec ria ;
E - vallon suspendu embryonnaire ;
S - vallon suspendu de type eustatique ou valleuse.

Les vallons R et S ont été représentés partiellement fossilisés sous le head.



A. Samzun

Vallon raccordé de Pouldon, avec ria marine - observer la planéité de l'île à l'arrière-plan.

vallons). Lorsque le head est déblayé, le fond rocheux plat du vallon peut apparaître (bien visible à Port-Coter et Port-Coton). La mer, si son niveau lui permet d'envoyer le vallon, poursuit alors le processus d'érosion qui creuse le vallon : abrasion marine dans le fond de la ria formée et sape, puis éboulement sur les flancs de la ria, conduisant à la formation du vallon en auge. De telles rias s'observent à Sauzon, Ster-Vraz, Kérel,... parfois obstruées par des dépôts sableux comme à Donnant, Port-York,... où des marais côtiers se forment. Le processus a pu se répéter lors de cycles glaciaires successifs : l'évolution est polyphasée.

Les vallons suspendus ont plusieurs ori-

gines possibles : comme nous l'avons vu, le niveau de la mer a été plus élevé qu'actuellement lors de certaines transgressions interglaciaires. Certains d'entre eux ont donc pu être raccordés lors de précédents épisodes transgressifs, on les qualifie de vallons "eustatiques". D'autres n'ont peut-être jamais été raccordés et résultent d'une érosion récente par ruissellement, ainsi que l'indique la section en "V" du fond rocheux : ce sont des vallons "embryonnaires", comme les petits vallons autour de la ria de Vazen (tableau p.18).

D'autres enfin se sont retrouvés suspendus par suite du recul de la côte sous l'effet de l'érosion marine : on parle de val-



A. Samzun

Falaises de la côte intérieure : plage des Grands Sables - observer, à l'arrière-plan, les falaises caractéristiques, basses et raccordées au plateau par un glacis.

leuses, qui se sont formées à partir de vallons raccordés ou non. Le cas est fréquent sur la côte extérieure de l'île : ainsi, le vallon de Bornor débouche au-dessus d'une crique dans laquelle deux rochers rappellent le niveau du talweg, disparu pour l'essentiel sous l'action des flots ; le recul, estimé d'après le profil théorique du vallon disparu, en supposant qu'il était raccordé, avoisine ici 150 m selon Guilcher (1948). Parfois, l'érosion marine atteint les vallons par le travers : c'est une capture, observable dans le cas de vallons parallèles à la côte. Le processus est en cours par élargissement d'une fissure au nord du vallon du village de Calastrène ; il est achevé pour le vallon parallèle à la côte qui débouche sur la plage du Baluden, au sud de la plage d'Herlin, et qui est entaillé au niveau de Port-Guen (vallon cité plus haut pour son remplissage de head, qui affleure en coupe dans la falaise suite à la capture).

Il est à noter que le head a parfois si bien recouvert le vallon que celui-ci n'accueille plus aujourd'hui de ruissellement suffisant à le dégager : le vallon est alors dit fossilisé par le head, qui le remplit presque totalement. Cette fossilisation ne préjuge pas de la nature, raccordée ou suspendue, du vallon : on trouve par exemple deux vallons eustatiques fossilisés sur le versant nord de la ria de Ster-Vraz, tandis qu'à l'arrière de la plage du Gros Rocher existe un vallon raccordé fossilisé.

Mer et glaciations ont donc un rôle majeur dans la mise en place des formations superficielles et le façonnement des vallons. La mer détermine plus généralement la morphologie du littoral actuel, par le double biais de l'érosion et de la sédimentation. Ainsi, la morphologie des côtes dépend pour beaucoup de leur orientation par rapport à l'Océan.

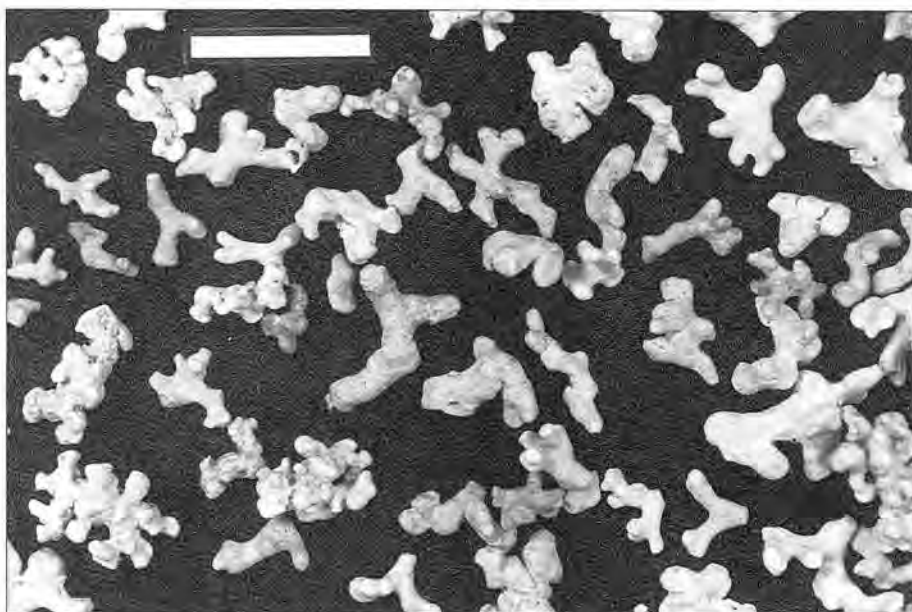
Les côtes, produits de l'érosion et de la sédimentation

La côte extérieure. Entre la Pointe des Poulains et la Pointe du Skeul, elle fait face aux tempêtes d'Ouest et présente les falaises verticales les plus impressionnantes : 35 m au Nord, et jusqu'à 50 m au Sud. Son évolution paraît avoir été dominée par l'érosion : le recul des côtes est responsable du petit nombre de vallons raccordés sur cette côte (principalement entre la Pointe du Vieux Château et la plage de Donnant). De même, parmi les vallons suspendus, les vallons embryonnaires sont rares au profit des valleuses, notamment localisées entre la plage d'Herlin et la Pointe du Skeul. La mer exploite les discontinuités de la roche : failles et fissures, bien souvent kaolinisées, et plus rarement niveaux tendres de tufs fins. Des couloirs et des criques, d'accès difficile, se mettent en place par élargissement de ces zones de faiblesse, ainsi que des grottes comme la célèbre Grotte de l'Apothicaire (qui doit son nom aux nids d'oiseaux marins qui y étaient disposés comme des bocaux d'apothicaire). Il en existe de plus simples d'accès, comme celle située au débouché du vallon nord de Port-Coton. Localement le toit de ces grottes peut s'effondrer, formant en surface des dépressions ou dolines puis des trous ou puits au fond desquels on entrevoit la mer (puits de la Bagen-Hir, des Baguenères...). La formation de grottes sur des îlots (avant ou après leur isolement) conduit à de fréquentes "roches percées", destinées à s'écrouler comme celle qui existait autrefois au large de la Grotte de l'Apothicaire.

L'action de la mer aboutit à l'isolement d'îlots et de pinacles (Aiguilles de Port-Coton, par



Falaises de la côte extérieure : le plateau est brusquement interrompu - noter les îlots, dont une "roche percée", isolés par l'érosion marine.



D. Vairelles

Débris d'algues rouges calcifiées ou "maërl", ramassés à Bordardoué.
(barre = 2 cm)

exemple), abondants sur la côte extérieure, et au basculement de pans entiers de la falaise (en cours à la Pointe des Poulains) expliquant la verticalité de celle-ci : le recul, comme nous l'avons vu plus haut, pourrait atteindre localement plus de 150 m. Mais les cartes historiques ne montrent pas, selon Guilcher (1948), de grandes différences avec les tracés actuels, qui ont donc été établis plus anciennement. La sédimentation sableuse est réduite, limitée aux rias profondes (plages d'Herlin, Kérel, Donnant,...) et très calcaire (jusqu'à 70% du sable). De nombreuses plages de galets de quartz existent néanmoins sur cette côte, petites ou plus développées comme à Ster-Vraz. Localement, la mise en mouvement de ces galets explique la formation d'encoches de sapement aux formes arrondies au pied des falaises (plage de la Pointe des Poulains, mais aussi parfois sur la côte intérieure : Pointe du Bugul).

La côte intérieure. Plus abritée, elle présente des falaises moins élevées (20-25 m au plus), reliées au plateau par des déclivités plus souples, sauf localement à Kerdonis où la géologie particulière (rhyolites, jaspes rouges, voir l'article de C. Audren) explique certains à-pics. A l'opposé de la côte extérieure, les vailleuses cèdent ici la place aux vallons embryonnaires, préservés par le faible recul des côtes. Fréquemment, un replat rocheux se développe dans la zone de balancement des marées (on parle de platier : plages de Samzun et Bordardoué - des platiers existent aussi dans quelques rias de la

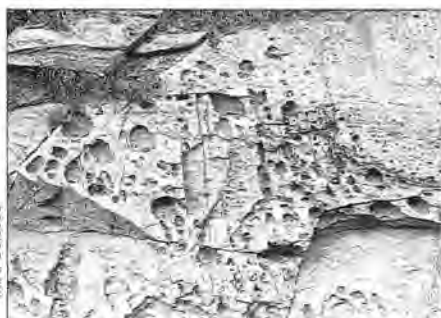
côte extérieure). Profitant également de la stabilité de la côte intérieure, des marmites se développent, creusées dans le platier par le mouvement de blocs que la mer remue sans parvenir à les déplacer - comme à la Pointe du Gros Rocher. C'est aussi là que se trouvent les plages fossiles, témoins des transgressions passées qui n'ont pas été conservés sur la côte extérieure.

La côte intérieure offre également, en ria profonde, des faciès vaseux : le faible apport détritique par ruissellement et l'hydrodynamisme marin expliquent la rareté de tels faciès dans l'île. La ria de Sauzon présente une "slikke" (dépôt vaseux peu consolidé) développée, surmontée d'un schorre (ou pré salant) réduit. La ria de Palais, maintenant aménagée, était également vaseuse. Dans un passé récent, à l'optimum de la transgression flamandienne, Ster-Vraz a pu abriter, sur la côte extérieure, un faciès vaseux aujourd'hui enfoui entre les galets et la tourbe déjà évoquée : ceci expliquerait l'observation d'halophytes (végétaux supportant le sel) dans cette station, rapportée par Gadeceau au début du siècle.

Entre Palais et la Pointe de Kerdonis, la sédimentation domine nettement. Les fonds de baies, entre les pointes, sont occupés par des plages de sable - dont les Grands-Sables, longs d'un kilomètre et demi. Le calcaire occupe ici encore une grande part du sédiment : le maërl, en particulier, s'accumule au sud des pointes (Bugul, Gros Rocher...). Ces

débris d'algues rouges calcifiées (Lithothamnées) proviennent d'un banc situé dans la rade de Palais entre la Pointe de Taillefer et la Pointe du Bugul, entre 5 et 20 m de fond : dans la partie orientale du banc, ces débris d'algues représentent jusqu'à plus de 50% du sédiment.

Sur l'ensemble des plages de la côte intérieure, mais surtout entre Palais et la Pointe de Kerdonis, se trouvent de petites accumulations de minéraux lourds, ou "placers". Elles sont surtout visibles l'hiver quand le quartz et le calcaire, moins denses, sont entraînés sélectivement par l'eau : le haut des plages se teinte alors de rouge foncé. L'analyse de ces dépôts, réalisée par Chauris (1987), révèle leur richesse en grenats (entre 50 et 95% des minéraux lourds), accompagnés de staurotite (entre 5 et 25%). Localement, la tourmaline, l'ilménite, la magnétite et l'hématite peuvent atteindre chacune entre 5 et 10% des minéraux lourds, tandis que le rutile, le zircon, la monazite et les pyroxènes sont moins abondants (jusqu'à 2% chacun). Les minéraux présents ne peuvent provenir des roches de l'île et sont donc allochtones (d'origine extérieure). Groix, et les granits de Houat et Hoëdic sont probablement les principales sources, bien que ne suffisant pas à expliquer toutes les espèces minérales présentes.



Alvéoles provoquées par la cristallisation du sel dans les tufs de Port-Helen.

Les deux portions de côte entre les pointes de Kerdonis et du Skeul et entre les pointes des Poulains et de Taillefer montrent une sédimentation moins prononcée : néanmoins, elles se différencient bien de la côte extérieure car l'érosion et le recul y sont moins forts. Elles présentent des plages au débouché des vallons (Port-Andro, Port-Maria, Port-Fouquet...).

La mer intervient enfin par le sel qu'elle contient : ce sont les processus d'haloclastie. Les cristaux de sel, formés par évaporation des gouttelettes d'eau de mer, font éclater lors de leur croissance les feuilletés de la

roche. L'haloclastie produit des alvéoles de taille variable et exhausse les filons de quartz. Elle se manifeste surtout sur la côte extérieure et sur les roches tendres de la côte intérieure.

L'installation de l'homme à Belle-Ile

Un dernier aspect de la mise en place des paysages actuels est lié à l'homme. L'île pourrait avoir été occupée dès le Paléolithique (avant 12 000 ans BP), mais les témoignages de cette période sont discrets. Compte-tenu du niveau marin, l'île a été, au moins transitoirement, rattachée au continent à cette époque et au début de la suivante. Les témoignages mésolithiques (entre 12 000 et 7 000 ans BP) sont plus abondants : les fouilles de Batt et Kayser (1989) rapportent l'existence de stations de chasseurs-cueilleurs (sites de Bouladew et Douar-Port-Yzed). D'autres traces (notamment, outils en silex ou en quartzites allochtones) sont rapportées à cette époque. Les documents sont plus abondants au Néolithique (entre 7 000 et 4 000 ans BP) : silex taillés retrouvés par Gadeceau (1919) dans des sols fossiles du vallon du Potager près de Palais, atelier de débitage des jaspes rouges de Kerdonis, installé à la Pointe du Skeul, et surtout menhirs. Jean et Jeanne, à Anvorte, sont les restes d'un alignement, maintenant abattu, de menhirs qui suivait la ligne de partage des eaux. L'occupation est également confirmée à l'Age du Bronze et à l'Age de Fer (un crâne d'enfant, retrouvé en 1912 dans la tourbe de Ster-Vraz, remonterait à cette époque, vues les datations de la tourbe).

Les traces de l'apparition de l'agriculture se retrouvent dans les pollens conservés dans la tourbière de Ster-Vraz, qu'ont étudiés Planchais et Corillon (1968). Les pollens des 40 centimètres inférieurs sont à 40% issus d'arbres, et impliquent la présence à proximité d'une forêt de type chênaie-charmaie clairsemée. C'est probablement à cette forêt qu'il faut rapporter les souches de Port-Deuborc'h, dont l'analyse révèle qu'elles poussaient au sein de bosquets serrés comprenant des chênes. Dans les prélèvements de tourbe superficielle, la plus récente, les pollens d'arbres disparaissent au profit de pollens de Graminées. Parallèlement, la végétation commence à montrer la tendance xérophytique qu'on lui connaît maintenant (voir l'article de Brien *et al.* dans ce numéro). La disparition des pollens d'arbres correspond en fait au défrichement de l'île par l'homme à l'aube de l'ère chrétienne :



*Une pause
devant
le menhir
Jean.*

A. Samzun

les insectes coprophages fossiles identifiés dans la tourbe par Lesné pour Gadeceau (1919) suggèrent également la présence de grands herbivores (domestiques ?) à cette époque. La forêt originelle a donc été submergée dans les parties basses par la transgression flandrienne et détruite par ailleurs pour les besoins de l'agriculture. Tous les boisements actuels ont été replantés depuis. Les Ormes et les Frênes de l'île sont les seuls vestiges vivants de ce couvert forestier.

Les paysages actuels de l'île n'infirmant pas l'influence de la présence de l'homme : décharges sauvages, extension des zones construites, sur-fréquentation des dunes et de certains sites littoraux poursuivent sous nos yeux les modifications liées à l'anthropisation. Puisse l'avenir démentir cette tendance ! ■

BIBLIOGRAPHIE

AUDREN C. et PLAINE J. 1986.- Feuille Belle-Ile en Mer, îles Houat et Hoëdic (no 447-477) au 1/50 000 et notice. Editions du BRGM, Orléans.

BATT M. et KAYSER O. 1989.- Prospection archéologique de Belle-Ile en Mer (Morbihan). Bulletin d'information A.M.A.R.A.I., 2, 21-25.

CHAURIS L. 1987.- Composition minéralogique et origine des placers littoraux dans quatre îles

du Morbihan. Géologie de la France, 1, 55-63. Editions du BRGM, Orléans.

GADECEAU E. 1919.- Les forêts submergées de Belle-Ile-en-Mer. Bull. biologique de la France et de la Belgique, 53, 276-307.

GUILCHER A. 1948.- Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine. Potier, La Roche-sur-Yon, 682 p.

PINOT J.P. 1974.- Le précontinent breton entre Penmarc'h et Belle-Ile, et l'escarpement continental. Etude géomorphologique. Imprim. Lannion, 256 p.

PLANCHAIN N. et CORILLION R. 1968.- Recherche sur l'évolution récente de la flore et de la végétation de Belle-Ile en Mer (Morbihan) d'après l'analyse pollinique de la tourbière submergée de Ster-Vras. Bull. Soc. bot. Fr. 115, 441-458.

VANNEY J.R. 1977.- Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine. SEDES, Paris 473 p. avec cartes.

SELOSSE M.-A. 1993.- Géologie de Belle-Ile en Mer (Morbihan). Bull. Soc. Sc. Ouest de la France, nouvelle série, 15, 81-105.

Cet article a bénéficié des remarques et des documents de B. Hallégouët, J.C. Rivière, A. Selosse et J.R. Vanney ainsi que de la collaboration photographique de D. Vairelles, P. Mauger, A. Samzun et C. Selosse. Que tous soient remerciés de leur aide précieuse.

Marc-André SELOSSE, Institut de Systématique. Muséum national d'Histoire Naturelle, 43 rue Cuvier 75005 PARIS