

APERÇU PÉTROLOGIQUE ET STRUCTURAL DE LA GALICE CRISTALLINE

PAR

E. DEN TEX*

ABSTRACT

Recent contributions by petrologists of Leiden University to the present state of knowledge concerning crystalline Galicia are summarized.

An enumeration of the most important rock-types is given and their grouping in geotectonic units is attempted. The structural and metamorphic history is outlined and shown to comprise a variety of pre-hercynian (pre-Cambro-ordovician) as well as hercynian and post-hercynian elements. It is argued that originally geosynclinal rocks of the pre-hercynian orogen (frequently attaining the eclogite, granulite or charnockite metamorphic facies) were intruded by Cambro-ordovician granitic rocks, and were subsequently incorporated in the hercynian orogen, where they were re-deformed, predominantly to N-S trending isoclinal folds, and re-metamorphosed, locally reaching a wet anatextitic climax in the cordierite-amphibolite facies of Winkler. The hercynian orogenic cycle is claimed to have terminated in W. Galicia with further episodes of tectonization and recrystallization, and with retrograde metamorphism and granitic intrusions of an increasingly high-level nature. A synoptic table, presenting a tentative correlation of geological events in crystalline Galicia, is appended.

INTRODUCTION

Depuis 1959 la section de Pétrologie, Minéralogie et Cristallographie de l'Institut de Géologie et Minéralogie de l'Université de Leiden s'occupe d'établir un lever systématique du soubassement cristallin de la Galice occidentale à l'échelle de 1:25.000. Jusqu'ici une trentaine d'étudiants ont fait dans cette région leurs travaux de campagne soit pour leur dernier examen universitaire soit pour leur thèse de doctorat. Une vingtaine de mémoires ont vu le jour sous la forme de rapports internes, et plusieurs thèses de doctorat sont en voie de préparation. La première de ces thèses est celle de P. Floor qui a paru en Avril 1966.

Je tiens à exprimer ici ma sincère gratitude envers notre éminent collègue, M. le Professeur I. Parga-Pondal qui, non seulement nous a accueillis si cordialement dans son Laboratoire Géologique de Lage et a orienté nos travaux, mais qui a continué à seconder nos efforts en mettant à notre disposition ses vastes connaissances géologiques de la Galice. Sans son aperçu général, fruit de longues années de travail et qui se trouva être un excellent et logique point de départ de toutes les recherches détaillées ultérieures, nos connaissances de la géologie du Nord-ouest de l'Espagne n'auraient jamais atteint leur niveau actuel.

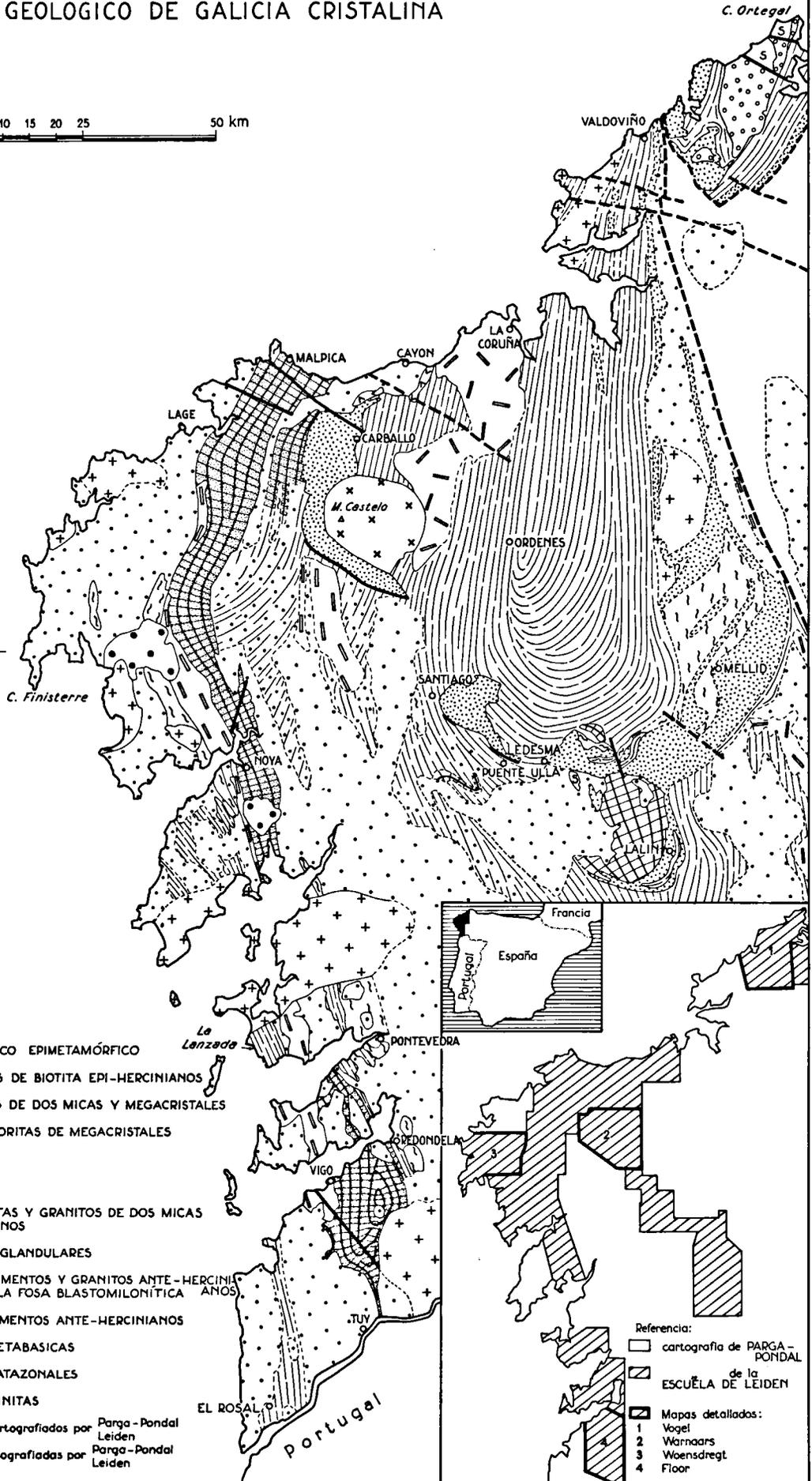
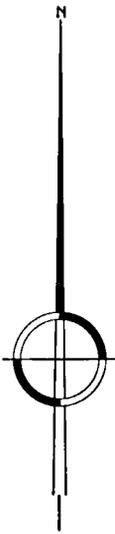
Je voudrais rappeler aussi notre collaboration aussi utile qu'agréable avec le Laboratoire de Géologie Isotopique d'Amsterdam qui, sous la direction du Dr. H. N. A. Priem, a commencé à nous fournir des déterminations d'âge radiométriques de quelques roches-clefs. Quand il s'agit d'une région comme la Galice occidentale, où ne se produit guère ou pas de stratigraphie utilisable du fait de l'absence de fossiles et du grand nombre d'activités métamorphiques et plutoniques, les données de ce genre sont plus précieuses que partout ailleurs.

Les données obtenues jusqu'ici ont été provisoirement réunies dans une carte d'ensemble à l'échelle de 1/100.000, dans laquelle les nombreux blancs montrent le

* Geologisch en Mineralogisch Instituut, Garenmarkt 1b, Leiden.

MAPA GEOLOGICO DE GALICIA CRISTALINA

km 0 5 10 15 20 25 50 km



Explicación

- PALEOZOICO EPIMETAMÓRFICO
- GRANITOS DE BIOTITA EPI-HERCINIANOS
- GRANITOS DE DOS MICAS Y MEGACRISTALES
- GRANODIORITAS DE MEGACRISTALES
- DIORITAS
- GABROS
- ANATEXITAS Y GRANITOS DE DOS MICAS HERCINIANOS
- GNEISES GLANDULARES
- METASEDIMENTOS Y GRANITOS ANTE-HERCINIANOS, IDEM DE LA FOSA BLASTOMILONÍTICA
- METASEDIMENTOS ANTE-HERCINIANOS
- ROCAS METABASICAS
- ROCAS CATAZONALES
- SERPENTINITAS
- Límites cartografiados por Parga-Pondal Leiden
- Fallas cartografiadas por Parga-Pondal Leiden

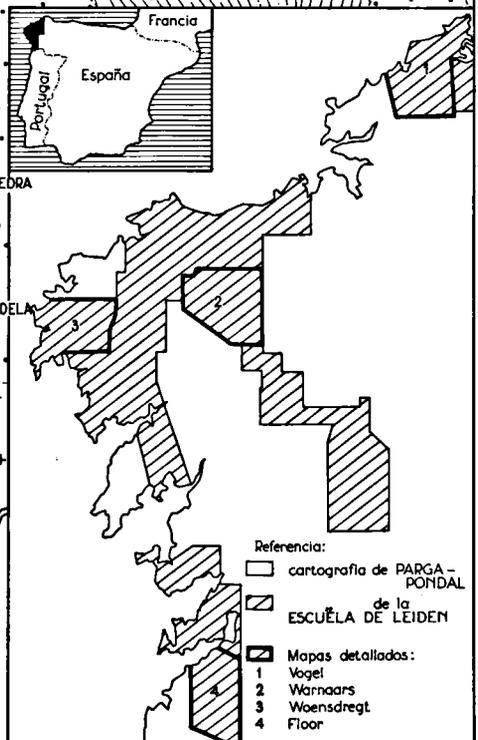


TABLEAU GÉOCHRONOLOGIQUE DE LA GALICE CRISTALLINE

	AGE RADIOLOGIQUE avec position stratigraphique correspondante, d'après The Phanerozoic Time Scale, Harland et al. 1964	SEDIMENTATION EROSION, ETC.	TECTONIQUE	METAMORPHISME, MIGMATISATION, ETC.	PLUTONISME	MAGMATISME SUPERFICIEL, FILONS, VEINES ETC.
	Miocène-Pliocène	Formation de terrasses. <i>Bassins de sédimentation</i>	<i>Faïlles normales N-S et E-W</i> (réjuvenation du fossé blastomylonitique)			
CYCLE HERCYNIE	274 ± 11 m.a. (Permien Inférieur)		<i>Microplissement sur axes N-S?</i> <i>Aplatissement sur axes sub-</i> <i>verticaux suivi de failles de</i> <i>décrochement N-S et E-W</i> (Deuxième schistosité hercynienne, phyllonitisa- tion des granites tardi- hercyniens, courbure du fossé blastomylonitique)	<i>Récrystallisation et</i> <i>rétrormorphose locales:</i> Formation d'épidiorites d'après les gabbros et amphibolites à flocons <i>Métamorphisme de contact?</i> (andalousite 2 ^{me} génération)	<i>Granites à biotite dominante</i> en massifs circonscrits. <i>Granites à deux micas</i> { <i>Subporphyrique</i> (type la Ruña <i>A grain fin</i> (type Muros) <i>A grain gros</i> (type Barbanza)	<i>Porphyres, dolérites,</i> <i>lamprohyres en filons,</i> <i>pegmatites à biotite,</i> <i>tourmaline etc.</i> <i>Filons de quartz</i> <i>minéralisateurs à Sn, W,</i> <i>Cu etc.</i> <i>Pegmatites à béryl,</i> <i>spodumène, tourmaline,</i> <i>grenat, muscovite, etc.</i>
	292 ± 15 m.a. (Stéphanien A)		<i>Fentes et failles normales N-S:</i> réjuvenation du fossé blastomylonitique? <i>Compression N-S, suivie de</i> <i>failles de décrochement</i> <i>NW-SE et NE-SW.</i> <i>Plissement isoclinal sur axes</i> <i>N-S:</i> plissement des zones métamorphiques anté- hercyniennes, gneissifica- tion des granites Cambro- ordoviens, blastomylonitisation surtout dans le fossé. Première schistosité hercynienne.	<i>Métasomatose de contact:</i> Assimilation de la roche encaissante. <i>Récrystallisation partielle:</i> (albite, cummingtonite, biotite II) <i>Diatexie:</i> Gneiss granitoides, gneiss oeuillés nébulitiques. <i>Métaxie:</i> gneiss et schistes pegmatoides à mélanosomes. <i>Métamorphisme régional à</i> <i>basse pression:</i> rétrormorphose des roches catazonales anté- hercyniennes, gneiss à sil. et cord.; schistes à andalousite.	<i>Granodiorites à méga-</i> <i>cristaux et cortège</i> <i>Gabbros et leurs produits</i> de différenciation et contamination. <i>Granites d'anatexie</i> à nombreuses inclusions réfractaires et „restites”	
CYCLE ANTEHERCYNIE	486 ± 24 m.a. (Ordovicien inférieur)	<i>Erosion?</i>	<i>Soulèvement épirogénique.</i> Premier jeu du fossé blastomylonitique?	<i>Métasomatose de contact?</i>	<i>Gneiss hyperalcalins et</i> roches de différenciation alcaline.	<i>Ortho-amphibolites</i> (anciens filons basiques?) <i>Amphibolites à flocons</i> (anciens gabbros ou dolérites?)
	500 ± 25 m.a. (Cambrien supérieur)			<i>Métamorphisme de contact.</i> (cornéennes à cordiérite etc.) <i>Migmatisation type sèche:</i> Charnockites grenatifères <i>Métamorphisme régional à</i> <i>haute pression:</i> Paragneiss à disthène, amphibolites à pyralmandine ou zoisite, roches des faciès granulitique et écolitique.	<i>Orthogneiss</i> (anciens granites épirogéniques?) <i>Gneiss oeuillés</i> (anciens granites à mégacristaux tardi-orogéniques?)	
	Précambrien	<i>Sédimentation géosynclinale:</i> Grauwackes, arkoses, arènes, argiles, marnes dolomitiques (= para-amphibolites)	<i>Déformation peu distincte à</i> <i>grandes lignes structurales</i> <i>E-W:</i> Plis couchés sur axes NNW et ENE dans les granulites, eclogites et peridotites à grenat.			<i>Magmatisme initial basique</i> et ultra-basique.

point où en sont actuellement les recherches. Bien que le proverbe français "il n'y a que le provisoire qui dure" contienne beaucoup de vrai, nous voudrions ne pas publier cette carte avant qu'elle ne soit complète. A titre d'orientation, l'on trouvera un croquis géologique de la Galice occidentale (fig. 1), basé en partie sur des données empruntées à la carte géologique de Parga Pondal, à l'échelle de 1/400.000, publiée par l'Instituto Geológico y Minero de España en 1963.

PÉTROGRAPHIE

Afin de donner au lecteur un aperçu des principaux types de roches que l'on trouve dans la Galice occidentale, nous faisons suivre une énumération, autant que possible selon l'ordre chronologique, basée sur la légende de notre carte provisoire 1/100.000. Les termes et les notions inconnus ou peu courants en Espagne seront définis succinctement dans les cas où cela s'impose.

1 Roches principalement antéhercyniennes

Paragneiss y compris schistes, phyllades, quartzites, roches calcosilicatées, para-amphibolites, méta-arkoses, méta-grauwackes, micro-poudingues etc.

Ortho-amphibolites I contenant souvent du grenat ou du zoisite.

Granulites comprenant aussi les pyrigarnites, les leptynites, et les granulites hornblendifères (appartenant toutes au faciès granulite d'Eskola).

Éclogites: roches basiques appartenant au faciès éclogite d'Eskola.

Péridotites et pyroxénites: les pyroxénites surtout contiennent parfois du grenat, tandis que les péridotites sont souvent partiellement serpentinisées (roches ultrabasiques appartenant au faciès granulite et éclogite d'Eskola).

Migmatites charnockitiques, principalement ségrégations sèches quartzo-feldspathiques, parfois avec grenat et/ou zoisite.

Gneiss ocellés: gneiss granitiques aux yeux feldspathiques, peut-être granites à mégacristaux gneissifiés de l'ancien orogène.

Ortho-gneiss: gneiss granitiques souvent blastomylonitisés, probablement granites épirogéniques gneissifiés et recristallisés.

Cornéennes: à cordiérite et à texture finement laminée (produits de contact des orthogneiss).

Ortho-amphibolites II se rencontrent dans les orthogneiss et paragneiss, mais jamais dans les gneiss hyper-alcalins (ce sont probablement d'anciens filons basiques dynamométamorphisés en même temps que les orthogneiss encaissants).

Amphibolites à flocons: se présentent sous la forme de veines dans les ortho-amphibolites I et dans les granulites basiques (probablement dolérites, gabbros ou gabbropegmatites gneissifiées et métamorphosées).

Gneiss hyper-alcalins: gneiss à riebeckite, aegirine et ferro-hastingsite (probablement d'anciens granites hyper-alcalins gneissifiés et recristallisés qui se sont différenciés dans un milieu épirogénique).

2 Roches principalement hercyniennes et épi-hercyniennes

Produits rétrotransformés des péridotites, pyroxénites à grenat, granulites, amphibolites à grenat ou à zoisite antéhercyniennes.

Paragneiss métablastiques s.l. gneiss à grenat et disthène relictiques enfermés dans des cordiérites et oligoclases de néoformation.

(*Métablastèse*: croissance préférentielle pendant le métamorphisme et due à une concentration du matériel le plus mobile).

Paragneiss métatextitiques s.l. gneiss à parties quartzo-feldspathiques stériles (leucoctectes) voisinant avec des parties foncées et surmicacées (mélénosomes).

(*Métatexie*: fusion différentielle d'un mélange eutectique quartzo-feldspathique en sursaturation d'eau: formation pegmatoïde).

Paragneiss diatextitiques s.l. gneiss à parties granitoïdes plus ou moins massives, contenant parfois des reliquats de métatexite.

(*Diatexie*: fusion différentielle d'un mélange quartzo-feldspathique-micacé eutectique en présence de 2—8 % d'eau: bain de fusion granitoïde).

Granites d'anatexie granites inhomogènes, autochtones, à parties nébulitiques ou agmatitiques de paragneiss diatextitique et avec des "restites" non-digérées de l'anatexie: nids de biotite-sillimanite, bandes schisteuses, corps de quartzite, amphibolite, etc.

Gabbros, y compris norites, hypérites et troctolites, ainsi que types contaminés par la biotite, le grenat etc. Gîtes: filons-couches différenciés dans les amphibolites et les paragneiss s.l.

Cornéennes et paragneiss assimilés formant partie de l'auréole de contact des gabbros et contenant de la cordiérite ferrifère, de l'orthopyroxène, du plagioclase (An_{40}), du grenat, de la sillimanite et du spinelle vert.

Epi-diorites. (= roches épizonales dioritoïdes résultant de la rétro-morphose de gabbros, dolérites, diabases etc.). Gîtes: zones locales dans les gabbros et les amphibolites à flocons, dûs probablement à un métamorphisme hydrothermal surtout dans les failles et diaclases principales.

Granodiorites à mégacristsaux, y compris granites, diorites, quartzdiorites, monzonites etc. Gîtes: corps allongés, à contours très nets, souvent à texture fluidale ou localement phyllonitisés.

Granites à deux micas. On a trouvé des variétés plus anciennes, à grain gros, de plus récentes à grain fin, et de plus récentes encore qui sont porphyriques. Gîtes: corps intrusifs à formes irrégulières ayant une texture fluidale, ou localement phyllonitisée.

Veines de pegmatite, appartenant au cortège des granites à deux micas. Comprennent: du béryl, du spodumène, de la tourmaline, du grenat, de la muscovite etc.

Filons minéralisateurs de quartz appartenant au cortège des granites à deux micas et contenant des minéraux de Sn, W, Cu, Pb, Zn.

Granites à biotite dominante, y compris les variétés plus récentes à deux micas, parfois subporphyriques. Gîtes: massifs arrondis, souvent de structure annulaire. Rarement à texture fluidale, jamais phyllonitisés (*épi-hercyniens*).

Veines de pegmatite appartenant au cortège des granites à biotite, et comprenant: biotite, tourmaline etc. Gîtes rares.

Filons de porphyre granitique, dolérite et lamprophyre: plus récentes que toutes les roches nommées ci-dessus.

UNITÉS GÉOTECTONIQUES

Au point de vue géotectonique il y a moyen de grouper ces roches en unités compréhensives comme les suivantes:

1 *Le dôme-en-champignon de Cabo Ortegá*

Dans la région au S. de Cabo Ortegá d'anciennes roches métamorphiques catazonales c.à.d. des péridotites (à grenat), des éclogites, des granolites, des amphibolites à grenat, des gneiss à disthène ont été soulevées et se trouvent au milieu (et

même partiellement au-dessus) des roches mesozonales et épizonales. Leurs zonalités métamorphiques anté-hercyniennes sont plissées, et même plissées en revers dans les zones blastomylonitiques raides et centripétales. Au bord du massif, cette tectonisation hercynienne n'a eu qu'un effet rétrograde sur l'état métamorphique des roches. L'étude de D. E. Vogel s'occupe tout particulièrement de leur nature et de leur genèse. Bornons-nous à signaler ici que les compositions mafiques et ultramafiques sont les plus fréquentes, surtout dans les niveaux stratigraphiquement inférieurs.

2 Le bassin d'Ordenes

À l'W., au S. et à l'E. d'Ordenes, dans la province de La Coruña, on trouve des roches semblables à celles qu'on trouve autour de Cabo Ortegal, mais ici il y a moins de métamorphites vraiment catazonales, et, dans l'ensemble, les zones métamorphiques quoiqu'intimement plissées, se trouvent encore en superposition normale. Ici les grandes quantités de roche mafique et ultramafique (la lopolite de Parga-Pondal) se trouvent, au point de vue stratigraphique aussi bien que tectonique, au niveau inférieur, mais tout comme autour de Cabo Ortegal, elles se trouvent séparées des gneiss migmatiques et autres roches avoisinantes par des zones blastomylonitiques et mylonitiques. Au bord S. du bassin la stratification et parfois aussi la schistosité première des amphibolites a le plus souvent une direction E-W. Il n'est pas impossible qu'il s'agisse ici de structures anté-hercyniennes qui, du fait du caractère très compétent de la grosse zone amphibolitique, auraient, en grande partie résisté au premier plissement cisailant sur axes N-S du cycle hercynien. Il est vrai que l'on peut souvent observer à l'échelle mégascopique un lentillage mécanique et un boudinage de la zone amphibolitique qui, probablement, a constitué autrefois un niveau d'épaisseur presque constante comme c'est encore le cas près de Cabo Ortegal. Dans une des plus grandes lentilles d'amphibolites on trouve un corps ovale composé de plusieurs filons-couches de roche gabbroïque différenciée par cristallisation gravitative. H. Koning et F. W. Warnaars étudient la zone mafique et ultramafique située au bord du bassin d'Ordenes d'une manière plus détaillée.

3 Le front des migmatites hercyniennes en Galice occidentale

Le long de la côte occidentale de la Galice, entre Malpica et La Guardia, le front irrégulier de l'anatexie hercynienne et les migmatites qui en ont résulté, recoupe en maints endroits la surface topographique actuelle. Surtout dans les environs de Cabo Finisterre et de Corcubión, le front des migmatites s'est élevé très haut, de sorte que, outre les gneiss métatextiques, il y a de grandes quantités de gneiss diatextitique et de granite anatextitique qui affleurent avec leurs "resisters" de schiste cristallin, de quartzite et d'amphibolite.

Les gneiss ocellés, si fréquents dans la Galice occidentale, et qui ont probablement été des granites à mégacristaux anté-hercyniens, présentent les mêmes phénomènes de métatexie et de diatexie s'ils se trouvent dans le rayon d'action du front migmatitique hercynien.

Cela donne aux gneiss ocellés un aspect nébulitique. Au N. et surtout aussi au SE. de Cabo Finisterre le front des migmatites baisse peu à peu tout en présentant des soulèvements secondaires, de sorte que dans cette région les granites anatextitiques font place aux gneiss diatextitiques, et ceux-ci, à leur tour, aux gneiss métatextitiques accompagnés de grands leucotectes pegmatoïdes homogènes entourés de mélanosomes surmicacés. La région autour de Cabo Finisterre où le front des migmatites est le plus profondément exhumé, est l'objet d'une étude entreprise par C. F. Woensdregt, qui en donnera une description détaillée.

4 *Le fossé blastomylonitique*

De Malpica, à la côte Nord, jusqu'à la rivière Miño, qui marque la frontière avec le Portugal, s'étend une zone méridionale morphologiquement dépressive, d'une largeur moyenne de 6 km, où l'on trouve des roches et des structures d'un caractère très particulier. Outre de nombreux paragneiss métablastiques, on y trouve de grandes quantités d'orthogneiss et de gneiss alcalins. En dehors de cette zone, nommée "Complejo Antiguo" par Parga-Pondal, ces deux groupes de roches se rencontrent beaucoup moins fréquemment, et les gneiss hyper-alcalins ne s'y retrouvent guère. Cette zone se caractérise aussi par l'absence quasi-totale de phénomènes migmatitiques tels qu'on en trouve aussi bien à l'W. qu'à l'E. de cette région, et qui doivent être considérés comme produits initiaux de l'anatexie hercynienne. Par contre, les lentilles et couches d'amphibolites, que l'on trouve par milliers dans les paragneiss et dans les orthogneiss (à l'exception des gneiss alcalins), sont beaucoup moins fréquents en dehors de cette zone.

Les orthogneiss et les gneiss alcalins dont l'origine en tant que produits d'un cycle de granites calco-alcalins épirogéniques a été datée au moyen de la proportion Rb/Sr, en roche totale, entre: 500 ± 25 m.a. (Cambrien supérieur) et 486 ± 24 m.a. (Ordovicien inf.), ont reçu au début de l'orogénèse hercynienne une structure blastomylonitique plus ou moins prononcée, à pendage souvent faible de la schistosité (de direction variable) et à linéation toujours dirigée N-S. C'est surtout dans la partie N de cette zone que les délimitations sont nettes, bien que parfois rejetées par des failles verticales de décrochement. Par endroits, la limite est formée par des failles à pentes raides, parfois avec composante de rejet incliné, parfois avec affaissement du côté intérieur. Cela s'explique le mieux, à mon avis, si l'on admet que la zone — du moins en ce qui concerne la partie N où le degré de métamorphisme se trouve être plus bas qu'en dehors — a servi tour à tour de fossé et de zone de compression (cf. tableau I, colonnes 3, 4 et 5). La phase Cambro-ordovicienne de tension et de mouvements-en-blocs peut avoir donné lieu aux chambres magmatiques nécessaires pour la différenciation du magma granitique alcalin: une première phase de plissement hercynien aurait causé la blastomylonisation et une deuxième phase, taphrogénétique, aurait commencé après le métamorphisme et l'anatexie hercyniens précoces, mais avant l'aplatissement tardi-hercynien et l'intrusion granitique épi-hercynienne. C'est ainsi que les granites alcalins assez superficiels du Cambro-ordovicien, avec leurs cornéennes et leurs lamprophyres, et les paragneiss non-migmatiques et moins métamorphiques se trouvant dans l'aire d'effondrements, seraient restés à l'abri de l'érosion post-hercynienne. Plus vers le sud, beaucoup de ces critères d'effondrement perdent de leur importance. Le degré de métamorphisme à l'intérieur de la zone devient plus élevé, tandis que les phénomènes anatexitiques autour s'affaiblissent progressivement.

Ce fait devra être, en partie, attribué à un affaiblissement en direction S de l'effondrement, du moins dans la mesure où il s'agit de la phase de tension intra-hercynienne. P. Floor qui a consacré une étude à la partie sud de cette zone, en traitera, plus à fond les différents aspects.

5 *Les massifs plutoniques tardi-hercyniens et épi-hercyniens*

Dans toute la Galice occidentale, on trouve par-ci par-là des plutons homogènes de forme plus ou moins nette, et se composant de granite, de granodiorite, de trondjehmite, de diorite, de quartz-diorite et même de gabbro.

Les corps allongés de granodiorites à mégacrystaux et de roches associées ne se rencontrent que dans les failles fondamentales dirigées N-S, par exemple les failles

qui bornent du côté W. le fossé blastomylonitique. Les corps plus jeunes de granite à deux micas, à grain de grosseur variable, sont plus irréguliers de forme, bien que souvent leur diamètre N-S soit le plus grand.

Ces granites souvent localement phyllonitisés ont entraîné un vaste cortège de pegmatites et de filons minéralisateurs de quartz. En plus des granites et granodiorites tardi-hercyniens on y trouve, dispersés, des massifs granitiques plus ou moins arrondis, présentant souvent une structure annulaire concentrique composée de variétés de granites de composition quelque peu différente, et qui recourent les roches encaissantes et leurs structures, sans les enfoncer ni les soulever. Ils ne sont jamais phyllonitisés et n'ont que rarement une structure fluidale reconnaissable à l'oeil nu. L'un de ceux-ci, le granite de Traba a donné un âge radiométrique de 274 ± 11 m.a., c.à.d. Permien inférieur. Il est donc logique de classer ces granites dans le groupe des plutons subvolcaniques épi-hercyniens, produits par "cauldron subsidence" ou "ringfracture stoping". La présence de filons annulaires partiels de porphyre granitique justifient cette théorie. Une étude approfondie des granites tardi-hercyniens et épi-hercyniens et de leurs gîtes métallifères sera faite par P. J. M. Ypma.

HISTOIRE STRUCTURALE

Les grandes structures géologiques et les pétrofabriques ont été réparties en trois principaux groupes chronologiques dont surtout le deuxième, hercynien, est susceptible de subdivisions:

I Structures antéhercyniennes

Par suite de la tectonisation hercynienne intense et prolongée de la Galice occidentale, les structures antéhercyniennes ne sont que sporadiques et peu reconnaissables. Passons ces structures en revue.

a. Les stratifications et anciennes schistosités ou foliations à pendage faible, et dirigées E-W ou NE-SW sur de longues distances, se rencontrent surtout là où se présentent de gros corps compétents de metabasites ayant subi le métamorphisme précambrien, comme dans le dôme-en-champignon de Cabo Ortegal et au bord S du bassin d'Ordenes. Les gros bancs de quartzite et de méta-arkose présentent parfois une structure analogue, bien qu'ici (par ex. à l'E de Malpica) les pendages soient beaucoup plus raides que dans les metabasites. Dans les deux cas il se peut que plus tard un deuxième clivage à pente raide, plus ou moins développé et dirigé N-S, (parfois accompagné de plissements) ait été empreint sur l'ancienne structure. Les paquets de roches cristallines massives déjà dirigées E-W n'étaient probablement plus susceptibles d'être, dans leur ensemble comprimés en plis isoclinaux de direction N-S, tandis que les schistes et paragneiss incompétents l'étaient encore. Aussi certaines veines de quartz, associées aux paragneiss et schistes (p.e. à la plage de La Lanzada), furent d'abord plissées sur axes E-W et après sur axes N-S.

Dans certains metablastes de paragneiss dus au métamorphisme hercynien (tels que l'oligoclase, l'andalousite, et la cordiérite) les inclusions sont orientées tout autrement (Si) que lorsque ces mêmes minéraux se trouvent dans la pâte entre les metablastes (Se). Vu la position sérorogénique de ces metablastes et leur absence dans les orthogneiss et les gneiss hyper-alkalins, une grande partie des pétrofabriques internes dont il est question doit être attribuée à une tectonique précambrienne (pour de plus amples détails, voir l'étude de P. Floor).

b. Il s'est fort probablement produit dans le Cambro-ordovicien une phase épirogénique de soulèvement, de formation de fentes et de mouvements en bloc, phase respon-

sable d'avoir fourni aux corps assez superficiels de granite et de granite hyper-alkalin les cheminées d'apport intracrustales et les espaces nécessaires pour l'intrusion et la différenciation.

Vu la forme du fossé blastomylonitique et le caractère fondamental et profond de ses failles marginales, il n'est pas impossible que les failles dirigées N-S aient commencé à se former à cette époque.

II Structures hercyniennes

a. La tectonique hercynienne la plus ancienne se compose principalement de faisceaux de plis quasi-isoclinaux dont les axes ont une position subhorizontale et sont dirigées NNW-SSE dans le S de la Galice occidentale, via N-S à NNE-SSW dans l'extrême N de cette région.

La datation relative de cette première phase hercynienne, qui pourrait correspondre à la phase bretonne de Stille, est basée sur les faits suivants:

1. il a plissé les zones de métamorphisme antéhercynien.
2. il a gneissifié les granites et granites alcalins cambro-ordoviciens qui ont d'ailleurs une linéation B constamment dirigée N-S, parallèle à l'axe des plis dans les metabasites, les paragneiss et les schistes encaissants. Le caractère taphrogénétique du cycle de granite (calco-)alkalin cambro-ordovicien rend fort improbable que l'orogénèse calédonienne ait pu jouer un rôle de quelque importance dans leur transformation en orthogneiss et gneiss alcalins. Pendant cette phase, il se produisit en beaucoup d'endroits, et surtout dans le fossé blastomylonitique, une forte mylonitisation, notamment celle des roches granitiques, suivie d'une recristallisation presque complète.

b. La compression E-W dont nous venons de parler fut suivie par une phase, peut-être sudétique, de compression N-S, au cours de laquelle la schistosité des orthogneiss et des gneiss alcalins fut plissée sur axes E-W (Sierra de Galiñeiro, cf. P. Floor). La relation entre l'âge des deux systèmes de plissement est surtout visible aux endroits où ils ne sont pas perpendiculaires l'un à l'autre, comme au bord S du bassin d'Ordenes. Plus tard il se produisit aussi quelques failles de décrochement latéral: les failles dextrales à direction NW-SE, les sinistralles à direction NE-SW. Probablement se produisirent à peu près en même temps les failles normales et les fentes raides d'extension (à direction N-S) appartenant à ce même plan de déformation, et qui sont responsables du mouvement principal du fossé blastomylonitique et de la mise en place du côté W. de ce fossé des corps allongés de granodiorite à mégacrystaux.

c. La tectonique hercynienne se termine en Galice occidentale par une nouvelle compression E-W, qui s'est manifestée dans plusieurs structures qui ne sont peut-être pas précisément contemporaines. En premier lieu, beaucoup de ces pendages faibles dans les schistosités à linéation N-S des orthogneiss devront être attribués à cette troisième phase compressive. En second lieu, parmi les granites tardi-hercyniens on trouve, outre ces axes B subhorizontaux à direction N-S, des axes B' subverticaux résultant d'un aplatissement pénétratif sur des surfaces raides de cisaillements complémentaires, qui doivent être dues à la même compression E-W. Enfin, comme dernière manifestation, ce plan de déformation a donné encore deux systèmes de failles complémentaires de décrochement latéral, dont les failles dextrales sont cette fois dirigées NS ou NNE-SSW et les sinistralles E-W à WNW-ESE. Il est probable qu'ensemble elles ont causé la courbure de toutes les structures N-S en Galice

occidentale, en particulier celle du fossé blastomylonitique. Vu le fait que les granites épi-hercyniens à biotite, tels que le granite de Traba (274 m.a.), n'ont plus été influencés par aucune de ces déformations, il faut probablement situer cette dernière phase comme l'Asturienne, à la limite du Westphalien et du Stéphalien A ou B.

III Structures post-hercyniennes

La tectonique post-hercynienne est tout entière de nature épirogénique. Des directions de décrochement vertical tardi-hercynien telles que N-S et E-W, donnerent de nouveau lieu à des mouvements de faille sur lesquelles cette fois se produisit surtout un rejet incliné normal. Non seulement ces failles recourent les corps de granite épi-hercyniens, mais en outre elles ont influencé les sédiments Miocènes, parmi lesquels les lignites. Le principal exposant de ces mouvements est sans doute un fossé méridional très étroit qui traverse la Galice occidentale de Carballo à Tuy, et qui recoupe, au S. de Redondela, la limite E du "fossé blastomylonitique". Cette dernière zone ancienne d'effondrement a probablement subi un nouvel effondrement au cours de cette période, mais toutefois pas tout le long des anciennes failles marginales qui maintenant sont courbées.

MÉTAMORPHISME ET MIGMATISATION

Les épisodes métamorphiques et migmatissants de la Galice occidentale peuvent, eux aussi, être groupés dans deux cycles, dont surtout le deuxième, l'hercynien, se prête à une subdivision ultérieure:

I Phénomènes antéhercyniens

Dans l'ordre chronologique du cycle antéhercynien nous distinguons entre:

a *Métamorphisme régional à haute pression*

Ce métamorphisme s'est le mieux conservé dans le NE de la Galice occidentale, notamment dans les séries de roches mafiques et ultramafiques de Cabo Ortegal et du bord inférieur du bassin d'Ordenes. La série progressive va des gneiss à disthène et grenat et des amphibolites à grenat via les leptynites et les granulites, aux éclogites et aux pyroxénites à grenat. Comme minéraux "persistants stables" on trouve: la disthène, des minéraux du groupe d'épidote et la pyralmandine calcifère. Dans les roches ayant toujours la même composition basique, le plagioclase devient de plus en plus pauvre en anorthite et disparaît totalement dans le faciès éclogite.

Le gradient géothermique doit donc avoir été plus faible que 18°C/km. L'âge anté-hercynien de ce métamorphisme régional est basé sur la présence d'inclusions mafiques, qui ont atteint le faciès éclogite ou granulite, dans les granites anté-hercyniens gneissifiés pendant l'Hercynien, et appartenant eux-mêmes tout au plus au faciès albite-épidote amphibolite. Cela ne s'explique guère autrement qu'en admettant que le métamorphisme à haute pression de ces inclusions doit dater du Précambrien.

b *Migmatisation charnockitique (anatexis sèche)*

Au cours du métamorphisme régional dont il vient d'être question il s'est produit, à une échelle limitée, un certain degré de migmatisation qui s'est manifestée surtout dans la ségrégation de lisérés et rubans charnockitiques irrégulièrement plissés, à quartz et plagioclase (avec plus ou moins de grenat et de (clino-)zoïsite), ce qui

peut être dû à l'anatexie, et cela, presque toujours à l'état sec, puisque ces granulites sont très pauvres en eau.

On estime que la quantité de bain de fusion palingénique n'a dépassé nulle part 5 à 6 vol.%, de la roche-mère. D. E. Vogel traitera plus amplement la nature et le mode d'apparition des métamorphites et migmatites précambriennes.

c Ancien métamorphisme de contact

Dans le fossé blastomylonitique on trouve quelquefois dans les orthogneiss et autour de ceux-ci des roches d'apparence cornéenne dans lesquelles une ancienne génération de cordiérite antéhercynienne joue un rôle important.

Si, en effet, les orthogneiss ont été des granites épirogéniques du Cambro-ordovicien, bien qu'ils soient intrusés dans une série de roches encaissantes déjà métamorphique (et partiellement même d'un degré assez élevé) il n'en est pas moins possible que certaines roches paramétamorphiques à faible degré et finement laminées, fussent encore susceptibles d'être réconstituées en cornéennes (pour de plus amples détails, voir l'article de P. Floor).

II *Métamorphisme et granitisation hercyniennes*

Selon l'ordre chronologique on peut distinguer les phases suivantes:

a Métamorphisme régional à basse pression

Ce métamorphisme est le plus prononcé dans les parties occidentale et méridionale de la Galice occidentale, où il a presque complètement supprimé les restes éventuels du métamorphisme précambrien. La série progressive va ici des schistes verts, phyllades et méta-grauwackes aux amphibolites, schistes et gneiss. Comme paires stables de minéraux persistants on trouve: l'andalusite/sillimanite et la biotite/cordiérite. Le gradient géothermique a donc été considérablement plus raide que dans le Précambrien, c.à.d. entre 30 et 70°C/km. Dans les régions où le métamorphisme précambrien avait atteint le faciès éclogite et granulite, le métamorphisme hercynien a entraîné en général une rétro-morphose: les éclogites se transforment d'abord en kélyphites et symplectites, qui deviennent par la suite des amphibolites, et même quelquefois, plus tard encore, des schistes verts (voir D. E. Vogel). Cette condition, et le fait que ce métamorphisme à compression plus basse a subsisté au plissement isoclinal N-S, alors qu'il a été influencé par la phase de tectonisation suivante, permet de conclure qu'il s'agit d'un âge hercynien précoce.

b Migmatisation pegmatoïde et granitoïde (anatexie humide)

Là où le métamorphisme en question a atteint la partie haute T du faciès amphibolite, il était en principe possible, pourvu que la pression de vapeur d'eau soit suffisante, qu'il se produisît des phénomènes de migmatisation pegmatoïde et granitoïde. Cela s'est produit en effet, et à grande échelle, à l'E de Cabo Finisterre, et assez irrégulièrement le long de la côte occidentale de la Galice. Le stade initial est représenté par la fusion et la ségrégation d'un mélange eutectique pegmatoïde ou aplitoïde de quartz et de feldspath laissant un mélanosome riche en biotite et sillimanite et parfois cordiérite (métatexie de K. R. Mehnert). Ensuite le mélange eutectique granitoïde de quartz, feldspaths et micas peut se mettre à fondre (diatexie de K. R. Mehnert) et il ne subsiste plus du stade antérieur pegmatoïde que l'excédent de mélanosome sous la forme de nids de biotite-sillimanite ainsi que quelques grands feldspaths corrodés ou d'autres leucotectes. Le stade final de ce processus est celui de la formation de granite d'anatexie, qui se trouve en autochtone dans les

gneiss moins migmatisés ou dans les quartzites, les schistes cristallins etc. qui, du fait de leur constitution, résistent à l'anatexie. Ce granite d'anatexie s'y trouve sans contours nets ou intrusifs, mais plein de "ghost structures", de "resisters" et de restites (voir C. F. Woensdregt).

c *Recrystallisation et néominéralisation partielles*

Pendant la compression hercynienne N-S (phase IIb) et tout de suite après, il se produisit dans la Galice occidentale une recrystallisation et une néominéralisation générales, au cours desquelles apparut une deuxième génération de biotite qui, dans les orthogneiss du fossé blastomylonitique, ne présente pas de trace d'une déformation plus récente. Il en est de même des porphyroblastes d'albite et de cummingtonite que l'on trouve respectivement dans les roches encaissantes des gneiss hyper-alkalins et dans celles des amphibolites du fossé blastomylonitique. Ces minéraux ne permettent pas de conclure qu'il y aurait eu une vraie rétro-morphose, l'albite non plus, puisque celle-ci peut être attribuée à une métasomatose de réaction entre le gneiss hyper-alkalin et la roche voisine.

d *Métasomatose de contact*

Les gabbros tardi-hercyniens et leurs produits de différenciation magmatique ont exercé une influence profonde sur la roche de contact immédiat qui se présente soit sous la forme d'inclusions, soit sous la forme de "septa" étroits entre les filons-couches individuels. Les roches gabbroïdes sont, de ce fait, nettement contaminées par du matériel sialique: leur type de magma est celui d'un "high-alumina" basalte et leurs faciès de contact contiennent toujours de l'orthopyroxène et de la biotite et parfois aussi du grenat et du rutile. Par contre les gneiss et les schistes cristallins assimilés par le magma sont plus riches en grenat, sillimanite et plagioclase basique (An₄₀) et contiennent en outre de l'orthopyroxène, de la cordiérite riche en fer et du spinelle vert. Les xénolites du gabbro ont en outre une texture franchement cornéenne. Pour de plus amples détails, voir la contribution de F. W. Warnars.

e *Métamorphisme de contact?*

Il ne faut considérer comme impossible qu'une part des gneiss et schistes entourant les corps de granite à deux micas tardi-hercyniens aient subi un métamorphisme de contact essentiellement thermique au cours duquel se sont formés un chloritoïde post-kinématique et une deuxième génération de porphyroblastes d'andalusite. Cela pourrait être le cas au S du massif gabbroïque du Mt Castelo où l'on trouve un granite à deux micas nettement intrusif dans les schistes et les gneiss.

f *Recrystallisation et rétro-morphose*

Pendant et peu après la dernière phase (IIc) de tectonisation hercynienne, époque où il se produisit surtout un aplatissement sur axes verticaux et une phyllonitisation, il y eut encore un certain degré de recrystallisation (surtout quartz) et de rétro-morphose (séricite, chlorite, albite, actinote, épidote, zoisite, carbonates). Ces phénomènes sont très localisés, notamment dans les zones de phyllonitisation et dans le voisinage des grandes failles de décrochements dirigées N-S et N-W.

On ne sait pas encore exactement si la formation, très localisée elle aussi, d'épidiorites dans les gabbros et les amphibolites à flocons doit être attribuée à la même phase. Il faut bien admettre que la circulation dans les fentes et failles de solutions hydrothermales — probablement d'origine tardi-magmatique — a joué un rôle important dans leur formation.

RÉSUMÉ

Les phases de tectonisation, métamorphisme et migmatisation discutées ci-dessus ainsi que les phénomènes de sédimentation, érosion, plutonisme et magmatisme superficiel ont été résumés dans un tableau géochronologique (p. 214) d'où l'on peut déduire leur corrélation dans le temps géologique et leur âge radiométrique pour autant que ce dernier soit connu.

On distingue clairement deux cycles orogéniques dans la Galice occidentale. Le plus ancien est en grande partie précambrien et caractérisé par un métamorphisme régional à haute pression des sédiments géosynclinaux fortement tectonisés et des magmatites initiales (ultra)basiques. Ces roches ont beaucoup de caractères communs avec celles du Briovérien inférieur et moyen en Bretagne et en Normandie qui furent plissées et métamorphosées pendant l'orogénèse Cadomien (du Précambrien sup. à l'Infracambrien). Après un intermezzo Cambro-ordovicien de soulèvement épigénétique, de mouvement en blocs, et d'intrusion de granites (calco-)alcalins différenciés, vient le deuxième cycle, l'orogénèse hercynien, qui reconstitua (en partie de manière rétrograde) les roches déjà tectonisées et métamorphiques du Précambrien et qui gneissifia et mylonitisa les granites et filons basiques Cambro-ordoviciens encore intacts, et leur donna un métamorphisme régional à basse pression. C'est surtout dans les paragneiss et dans les gneiss ocellés que le cycle hercynien produisit une anatexie humide et une granitisation locales. On peut distinguer au moins trois phases de tectonisation et de métamorphisme correspondant. Le plutonisme tardi-hercynien à épi-hercynien, allant du gabbro au granite, peut être daté par rapport aux phases tectoniques ultérieures de ce cycle. Enfin, du Tertiaire sup. au Quaternaire inf. il y a eu encore une tectonique cassante, des soulèvements et des effondrements, et cela pour une large partie selon des directions structurales prédestinées, d'âge hercynien et peut-être même anté-hercynien.