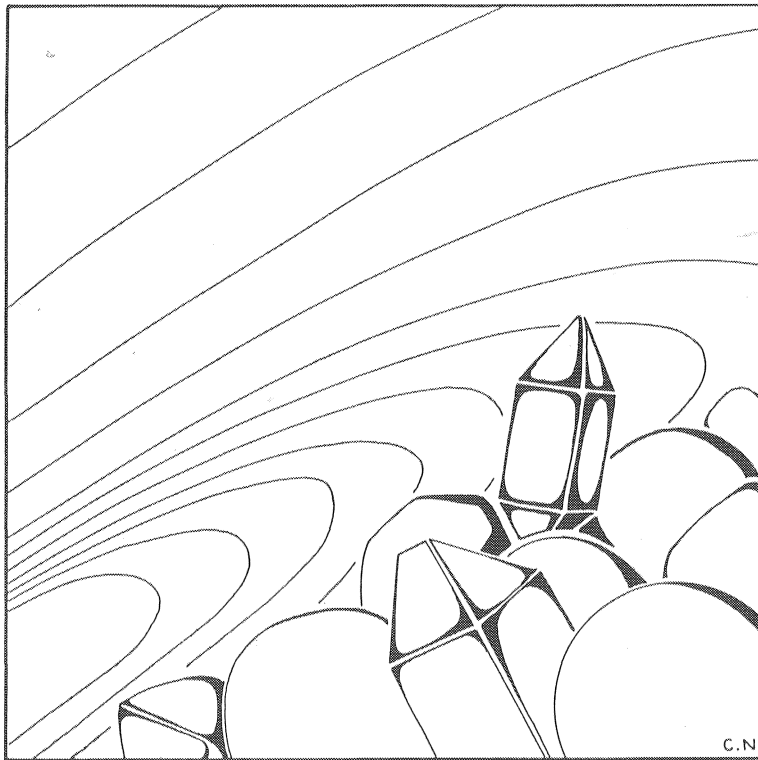


La sédimentation arénacée
de l'Ordovicien inférieur
au Nord du Gondwana :
la Formation du Grès Armoricaïn
et ses équivalents



Rennes 1984

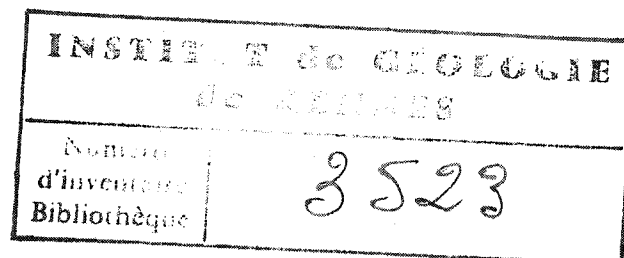
Christophe Noblet

04 MAI 1924

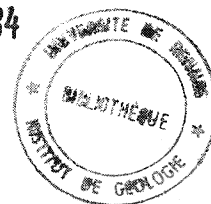


INSTITUT de GÉOLOGIE de RENNES	
Numero d'inventaire Bibliothèque	3523

SERIE : C
N° d'Ordre : 837
N° de Série : 325



04 MAI 1984



THESE
présentée

D E V A N T L'U N I V E R S I T E D E R E N N E S I

U.E.R : Structures et Propriétés de la Matière

pour obtenir

le titre de DOCTEUR en TROISIEME CYCLE

Spécialité : GEOLOGIE - METHODES D'ETUDE DES SOCLES

par

Christophe NOBLET

Sujet de la Thèse : *"La sédimentation arénacée de l'Ordovicien inférieur
au Nord du Gondwana : la Formation du Grès Armoricaïn
et ses équivalents"*

Soutenue le 17 Février 1984 devant la Commission d'Examen

MM. J. COGNÉ	- Professeur à l'Université de Rennes I	PRESIDENT
J.P. LEFORT	- Maître-assistant à l'Universi- té de Rennes I	RAPPORTEUR
J.J. CHAUVEL	- Professeur à l'Université de Rennes I	} EXAMINATEURS
R. MAROCCO	- Maître de recherche à l' ORSTOM à Pau	
L. YAPAUDJIAN	- Ingénieur-géologue SNEA(P) à Boussens	

Au cours de la réalisation de cette thèse, j'ai eu de fructueuses discussions avec de nombreux collègues de Rennes et de Brest.

Je voudrais citer plus particulièrement J.P. LEFORT, initiateur de ce sujet de recherche, dont l'aide et le soutien ont été constants.

Ce travail n'aurait pu être mené à bien sans l'aide des chercheurs suivants : P. DUBOIS, M. CAZES et L. YAPAUDJIAN (SNEA.P) qui m'ont autorisé à consulter des documents concernant les grès sahariens ; A. KING, de l'Université de St John's (Terre-Neuve) qui a échantillonné les grès de Bell Island ; J.J. PEUCAT et J. CORNICHE qui ont effectué l'analyse isotopique des zircons ; J. DURAND, avec qui j'ai réalisé l'analyse des paléocourants sur le Massif Armoricaïn ; M. MOREL (CICB) qui a exécuté le traitement informatique.

La partie technique et la réalisation du mémoire ont été assurées avec compétence et efficacité par le personnel technique de l'Institut.

Enfin, J. COGNÉ, R. MAROCCO, L. YAPAUDJIAN, J.J. CHAUVEL et J.P. LEFORT m'ont fait l'honneur de participer au jury de cette thèse.

Que toutes les personnes qui ont ainsi contribué à l'élaboration de ce travail soient ici vivement remerciées.

Sommaire

LA PLACE DU FACIÈS "GRÈS ARMORICAIN" DANS L'HISTOIRE SÉDIMENTAIRE DU PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR	1
I - INTRODUCTION	1
II - HISTORIQUE	2
III - STRATIGRAPHIE	2
A - LA FORMATION DU GRÈS ARMORICAIN (MASSIF ARMORICAIN) OU FORMATION DE LA CUAR- CITA ARMORICANA (PENINSULE IBERIQUE)	2
B - LES FORMATIONS EQUIVALENTES OU SUPPOSEES TELLES	6
1 - Vendée	6
2 - Montagne-Noire	7
3 - Pyrénées Atlantiques	7
4 - Terre-Neuve (région orientale)	7
5 - Nord-Ouest de l'Espagne	7
6 - Sahara	10
DÉMARCHE SUIVIE POUR L'ÉTUDE DU PHÉNOMÈNE SÉDIMENTAIRE	11
ANALYSES DE TERRAIN	13
I - STRATIGRAPHIE, LITHOLOGIE, PUISSANCE ET ÉCHANTILLONNAGE	13
A - METHODOLOGIE GÉNÉRALE ET CRITIQUE	13
1 - Méthodologie relative à ces observations et techniques de terrain	13
2 - Limite des observations de terrain	13
B - REPARTITION GÉOGRAPHIQUE DES DIFFÉRENTS CONTACTS INFÉRIEURS DE LA FORMATION DU GRÈS ARMORICAIN OU DE SES EQUIVALENTS	15
C - LITHOLOGIE	16
D - LES ISOPAQUES	19
1 - Généralités	19
2 - Méthodologie appliquée sur le terrain et limite de la méthode	19
3 - Isopaques de la Formation du Grès Armoricaïn sur le Massif Armoricaïn	20
4 - Isopaques de la Formation du Grès Armoricaïn ou de ses équivalents sur la Péninsule Ibérique	27
5 - Analyse des isopaques de l'Unité II ou Formation des Ajfers du Sahara	44
6 - Analyse des isopaques sur l'ensemble des régions étudiées	47

II - LES PALEOCOURANTS	49
A - ETUDE DES PALEOCOURANTS DE LA FORMATION DU GRES ARMORICAIN A L'ECHELLE DU MASSIF ARMORICAIN	49
1 - Introduction	49
2 - Méthodologie	52
3 - Analyse des tendances	56
4 - Conclusions	59
B - PALEOCOURANTS A L'ECHELLE DE LA PENINSULE IBERIQUE	60
1 - Analyse par région	60
C - PALEOCOURANTS DANS LE GROUPE DE BELL ISLAND (BELL ISLAND-TERRE NEUVE)	66
D - PALEOCOURANTS A L'ECHELLE DU SAHARA CENTRAL (HOGGAR)	67
E - ANALYSE COMPARATIVE DES PALEOCOURANTS DANS LA FORMATION DE WAJID (SUD de L'ARABIE SAOUDITE)	67
F - COMPARAISON DES DONNEES SUR L'ENSEMBLE DES REGIONS ETUDIEES	68
1 - Les paléocourants sur l'ensemble "Armorica"	68
2 - Les paléocourants sur l'ensemble Afrique (Sahara) - Arabie Saoudite (en position géographique actuelle)	70
3 - Proposition d'une reconstitution paléogéographique, pour l'Ordovicien inférieur au Nord du Gondwana	70
4 - Conclusion	70
ANALYSES DU SEDIMENT	73
I - ANALYSES PETROGRAPHIQUES ET GRANULOMETRIQUES DES NIVEAUX MINERALISES	73
A - METHODOLOGIE	73
1 - Généralités	73
2 - Choix des méthodes analytiques	75
3 - Précisions sur l'utilisation de la méthode	77
4 - Limites de la méthode	81
5 - Traitement informatique des données de comptage	84
6 - Méthodologie et critique relatives à l'échantillonnage	87
B - RESULTATS SUR L'ENSEMBLE DES REGIONS ETUDIEES	91
1 - Classification modale des grès minéralisés	91
2 - Répartition géographique des sites où les sédiments sont plus immatures	91
3 - Analyse granulométrique des niveaux minéralisés	93
4 - Composition du cortège de minéraux lourds	95
5 - Concentration des niveaux minéralisés	99
6 - Autres résultats obtenus à partir du traitement informatique des données	104
7 - Analyse de la répartition des accumulations de minéraux lourds en fonction des structures sédimentaires	107
8 - Conclusion	109
II - ETUDE ISOTOPIQUE U-Pb SUR ZIRCONS	110
INTERPRETATION	112
CONCLUSIONS GENERALES	113
CORRELATIONS POSSIBLES ENTRE LES RESULTATS OBTENUS	115
INTERPRETATION GENERALE	121
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	125

La sédimentation arénacée
de l'Ordovicien inférieur
au Nord du Gondwana :
la Formation du Grès Armoricaïn
et ses équivalents

La place du faciès "Grès Armoricaïn"

dans l'histoire sédimentaire

du Paléozoïque inférieur

I - INTRODUCTION

Les sédiments de la Formation du Grès Armoricaïn et de ses équivalents sont considérés depuis longtemps comme des dépôts marins de plateforme déposés sous une faible tranche d'eau (Chauvel, 1962 ; Bradshaw, 1966 ; Chauvel, 1968 ; Babin et Plusquellec, 1969 ; Faure, 1978 ; Joseph, 1982 ; Guillocheau, 1983 et Durand (1984a) pour le Massif Armoricaïn ; Bege, 1970 et Baldwin, 1976 pour la Péninsule Ibérique ; Beuf et al., 1971 pour le Sahara).

Cet ensemble détritique terrigène connu du Nord au Sud, depuis le Pays de Galles (Dean et Toghil, in Bassett et al., 1974) jusqu'au Sahara (Beuf et al., 1971), et de l'Ouest à l'Est, de Terre-Neuve (Bergstrom, 1976 ; Dean et Martin, 1978) au Moyen-Orient (Blaise et Bouyx, 1980a et 1980b ; Dabbagh et Rogers, 1983), représente une partie d'un phénomène sédimentaire se déroulant pendant tout le Paléozoïque inférieur. Par ailleurs, des dépôts similaires et approximativement de même âge (du Cambrien supérieur à l'Ordovicien inférieur : Arenig) ont été reconnus notamment en Amérique du Sud (D'Orbigny, 1842 ; Audebaud et al., 1973) et en Antarctique (Cooper et al., 1982).

Il apparaît donc que cet épandage essentiellement détritique semble correspondre à un phénomène sédimentaire dont l'ampleur géographique se situerait à l'échelle gondwanienne.

Mis à part la recherche des sources possibles, la connaissance des mécanismes géologiques capables de fournir une telle quantité de matériel pour cette période de temps relativement courte (environ 35 M.A) pose évidemment de nombreux problèmes, déjà évoqués par Beuf et al. (1971), et par Dabbagh et Rogers (1983).

Ce travail est consacré à l'étude du phénomène détritique grossier d'âge Cambrien supérieur à Ordovicien inférieur, représenté en partie par la Formation du Grès Armoricaïn, et sera limité géographiquement au Massif Armoricaïn, à la Montagne Noire, aux Pyrénées Atlantiques, à Terre-Neuve (partie nord-est), à la Péninsule Ibérique et au Sahara central et septentrional. Certaines données concernant d'une part, le Pays de Galles, l'Irlande du Sud-Est et d'autre part, l'Arabie Saoudite seront analysées seulement à titre comparatif.

II - HISTORIQUE

La série de tableaux figurés ci-dessous (tabl. : 1, 2 et 3) représente un résumé des principaux travaux de recherche stratigraphique, paléontologique, pétrographique, sédimentologique, paléogéographique ou de prospections minières et pétrolières effectuées jusqu'à présent sur la Formation du Grès Armoricaïn et ses équivalents (sous même faciès).

Cette liste d'auteurs met en évidence les mots clés des publications citées et permet de visualiser les différents thèmes de recherche abordés pour chaque secteur géographique retenu. Ainsi, il est clair qu'entre les travaux réalisés sur le Massif Armoricaïn et ceux concernant la Péninsule Ibérique et la Montagne Noire, il existe un net déséquilibre. En effet, les thèmes mentionnés ont tous fait l'objet d'études sur le Massif Armoricaïn alors que pour la Montagne Noire et la Péninsule Ibérique, la pétrographie, la sédimentologie et la paléogéographie sont déficitaires.

Mis à part les travaux de Legrand (1964), Beuf et al. (1971), Legrand (1974), Baldwin (1976), Baldwin et Johnson (1977), Paris et Robardet (1977), Bouyx (1979), Babin et al. (1980), Blaise et Bouyx (1980a et 1980b), Robardet (1980), Paris et al. (1982), toutes les études concernant la Formation du Grès Armoricaïn ou ses équivalents ont été réalisées à l'échelle régionale ou locale.

Par ailleurs, parmi les auteurs cités dans les tableaux 1, 2 et 3, peu ont envisagé de retrouver l'origine de ce vaste épandage sédimentaire que représente le "Grès Armoricaïn" et ses équivalents.

En conséquence, il m'a semblé intéressant de rechercher la ou les sources possibles de ces formations détritiques, non plus à l'échelle régionale mais sur une aire géographique étendue tout en intégrant les nombreuses informations géologiques de base disponibles.

III - STRATIGRAPHIE (cf. Fig 1 et 2)

A - LA FORMATION DU GRES ARMORICAÏN (MASSIF ARMORICAÏN) OU FORMATION DE LA CUARCITA ARMORICANA (PENINSULE IBERIQUE)

Dès la fin du dix-neuvième siècle, il était admis que le "Grès Armoricaïn" avait un âge Ordovicien inférieur (Barrois, 1891), mais les éléments de datation restaient peu abondants ou imprécis (Trilobites, Brachiopodes inarticulés, ichnofossiles...). Ce n'est que récemment, grâce à la découverte de Chitinozoaires (dont la sous-espèce arenigienne *Eremochitina baculata brevis*, Benoit et Taugourdeau, 1961) dans le "Grès Armoricaïn" du Sud de Rennes (Membre inférieur du Grès Armoricaïn) et de la Mayenne (Massif Armoricaïn) que l'on a pu établir l'âge arenigien de cette formation (Deunff et Chauvel, 1970).

D'autre part le Trilobite *Ogyginus armoricanus* (Tromelin et Lebesconte, 1876) connu au sommet du "Grès Armoricaïn" du Massif Armoricaïn (Henry, 1971) est morphologiquement très voisin de *Ogyginus terranovicus*, Dean (1978) décrit à Bell Island (Terre-Neuve), et daté de l'Arenig moyen par les Graptolites (Zone à *Didymograptus extensus*) (Dean in Dean et Martin, 1978).

Massif Armoricaïn									
AUTEURS	DATE de PUBLICATION	STRATIGRAPHIE PALEONTOLOGIE	PETROGRAPHIE SEDIMENTOLOGIE	PALEOGEOGRAPHIE	Limité au M.A	Non limité au M.A	Limité à la F.GA et ses equivalents	Non limité a la F.GA et ses equivalents	
ROUAULT M.	1851	X			X		X		
TRONELIN G. ET LEBESCOMTE P.	1875	X			X		X		
BARROIS Ch.	1891	X			X				
PRUVOST P.	1949			X	X		X	X	
KLEIN CL.	1960	X		X	X		X		
CHAUVEL J.J.	1962		X		X				
DORE F.	1964	X			X				
SCOLARI G.	1964		X		X		X		
ALIX Y.	1966	X	X		X		X		
BRADSHAW J.D.	1966		X		X		X		
CHAUVEL J.J.	1968		X	X	X				
BISHOP A.C. ET AL.	1969	X	X			X	X		
MULOT B.	1969		X		X				
DEUNFF J. ET CHAUVEL J.J.	1970	X			X		X		
CHAURIS L.	1971	X	X		X				
CHAUVEL J.J. ET LE CORRE CL.	1971	X	X	X	X		X	X	
DORE F.	1971		X		X				
HENRY J.L.	1971	X			X		X		
CHAURIS ET AL.	1972	X			X		X		
DORE F.	1972	X		X	X		X		
ROBARDET M.	1973	X		X	X		X		
B. R. G.M. (COLLECTIF)	1974		X		X		X		
CHAUVEL J.J.	1974		X		X		X		
BABIN ET AL.	1976A	X		X	X		X		
BABIN ET AL.	1976B	X			X		X		
BALDWIN C.T.	1976	X	X			X	X		
DONSIMONI M., GIOT D. ET L'HONER A.	1976		X		X		X		
BALDWIN C.T. ET JOHNSON H.D.	1977		X			X	X		
PARIS F. ET ROBARDET M.	1977	X		X			X		
FAURE P.P.	1978		X		X		X		
PARIS F. ET SKEVINGTON D.	1979	X		X	X		X		
WYNS R.	1979	X			X		X		
BABIN CL. ET AL.	1980	X		X		X	X		
ROBARDET M.	1980			X		X	X		
VIDAL Ph. ET AL.	1980	datations de zircons			X				
JOSEPH P.	1982		X	X	X			X	
PARIS ET AL.	1982	X	X	X		X			
NOBLET Ch.	1983	X		X	X		X		

Tabl. 1 : Historique des principaux travaux relatifs au Massif Armoricaïn. Classification des auteurs par ordre chronologique. Les thèmes de travail sont indiqués par des croix.
F. GA : Formation du Grès Armoricaïn
M. A. : Massif Armoricaïn

Péninsule Ibérique								
AUTEURS	DATE de PUBLICATION	STRATIGRAPHIE PALEONTOLOGIE	PETROGRAPHIE SEDIMENTOLOGIE	PALEOGEOGRAPHIE	Limité à la P.I	Non limité à la P.I	Limité à la F.GA et ses equivalents	Non limité a la F.GA et ses equivalents
LOTZE F.	1957	X			X			X
CONDE L.	1966		X	X	X		X	
EVERS H.J.	1967	X			X			X
MATTE PH.	1968	X			X			X
BOSCH J. VAN DEN	1969	X			X			X
BEGE V.	1970	X	X	X	X		X	
BOUYX E.	1970	X			X			X
TAMAIN G.	1970	X			X		X	
TAMAIN G.	1972	X			X			X
ROMANO M. ET DIGGENS J.N.	1973	X			X			X
STALDVINEN G.J.V.	1973	X			X			X
JULIVERT M. ET TRUYOLS J.	1974	X			X			X
BALDWIN C.T.	1975	X	X		X			X
CARLS P.	1975	X			X			X
BALDWIN C.T.	1976	X	X			X		X
HANMANN W.	1976	X		X	X			X
GILCID M.D. ET AL.	1976	X			X			X
MORENO F. ET AL.	1976	X			X			X
BALDWIN C.T. ET JOHNSON H.D.	1977		X			X		X
MARTIN ESCORZA C.	1977	X		X	X			X
PARIS F. ET ROBARDET M.	1977	X		X		X		X
WALTER R.	1977	X		X	X			X
WALTER R. ET AL.	1977	X			X			X
JULIVERT M.	1978	X		X		X		X
VEGAS R.	1978		X	X		X		X
BOUYX E.	1979	X		X		X		X
BLAISE J. ET BOUYX E.	1980A	X		X		X		X
BLAISE J. ET BOUYX E.	1980B	X		X		X		X
VILLAS E.	1980	X			X			X
WOLF R.	1980	X			X			X
ROMANO M.	1982	X	X	X	X			X
WALKER R.	1982	X			X			X
JULIVERT M. ET TRUYOLS J.	1983	X		X	X			X

Tabl. 2 : Historique des principaux travaux relatifs à la Péninsule Ibérique.

Classification des auteurs par ordre chronologique. Les thèmes de travail sont indiqués par des croix.

F. GA : Formation du Grès Armoricaïn
P. I. : Péninsule Ibérique

A - Montagne Noire et Pyrénées Atlantiques								
AUTEURS	DATE de PUBLICATION	STRATIGRAPHIE PALÉONTOLOGIE	PÉTROGRAPHIE SEDIMENTOLOGIE	PALEOGEOGRAPHIE	Limité à A,B,C.	Non limité à A,B,C	Limité à la F.GA et ses équivalents	Non limité à la F.GA et ses équivalents
LAVERDIERE J.W.	1930	X				X		X
THORAL M.	1935	X			X			X
THORAL M.	1935	X			X			X
GEZE B.	1949	X				X		X
BOYER F. ET GUIRAUD R.	1964	X			X			X
DEAN W.T.	1966	X			X			X
MAUREL M.	1971	X			X			X
CAPERA J.C. ET AL.	1975	X			X			X
B - Terre-Neuve et Grand Banc de Terre-Neuve								
BERGSTROM J.	1976	X			X			X
DEAN W.T.	1976	X		X		X		X
DEAN W.T. ET MARTIN F.	1978	X			X			X
KING ED. (1982)	INED	X	X		X			X
RANGER M.R. (GUIDE DE TERRAIN)	INED	X	X	X	X			X
C - Sahara								
BENOIT A. ET TAIGOURDEAU PH.	1961	X			X			X
LEGRAND PH.	1964	X			X		X	
SYNTHESE DES PETROLIERS (Fce)	1964	X			X			X
BEUF S. ET AL.	1971	X	X	X	X			X
DESTOMBES J.	1971	X			X			X
LEGRAND PH.	1974	X		X	X			X
BELLINI E. ET MASSA D.	1980	X	X		X			X

Tabl. 3 : A - Historique des principaux travaux relatifs à la Montagne Noire et aux Pyrénées Atlantiques.

B - Historique des principaux travaux relatifs à Terre-Neuve et au Grand Banc de Terre-Neuve.

C - Historique des principaux travaux relatifs au Sahara et à l'Afrique du Nord.

Les auteurs sont classés par ordre chronologique et les thèmes de travail sont indiqués par des croix.

En ce qui concerne les historiques B et C, se référer aux auteurs pour de plus amples détails.

Un âge Arenig moyen pour la partie supérieure de la formation devint alors une hypothèse tout à fait plausible.

Cette hypothèse a été confirmée par une étude comparative des biozones de Graptolites et de Chitinozoaires (Paris, 1981). *Eremochitina baculata brevis*, caractéristique de la partie inférieure de l'Arenig moyen, est également connu dans le "Grès Armoricaïn" à Herquemoulin (Cotentin), à Domfront, à Camp-Français (Nord de Laval), à Châtillon en Vendelais (Paris, communication personnelle) et à Postolonnec (Presqu'île de Crozon), (Paris, 1981 ; Paris et al., 1982), pour le Massif Armoricaïn, (cf. Fig. 2, colonnes 1 et 2) et à Buçaco pour la Péninsule Ibérique (cf. Fig. 2, colonne 9a). Deunff et Chauvel (1970) ont eux-mêmes cité *Eremochitina baculata brevis* au sommet du Membre inférieur du Grès Armoricaïn (Sud de Rennes, Massif Armoricaïn). Cet horizon lithologique appartient donc également à l'Arenig moyen. Ceci implique un âge plus ancien ou égal à l'Arenig moyen pour les Formations de Pont-Réan, du Margat et de Sarnelha, directement sous-jacentes.

On remarquera qu'au moins dans la Presqu'île de Crozon (synclitorium de Châteaulin), dans le synclitorium de Martigné-Ferchaud et dans le synclinal de Domfront, les Formations de Postolonnec, de Traveusot et du Pissot (qui surmontent le "Grès Armoricaïn") débutent dès l'Arenig moyen (Paris et Skevington, 1979 ; Paris, 1981). Il en est de même pour la Formation de Cáceres au Portugal (Paris, 1981) (cf. Fig. 2, colonne 9a). L'âge de la Formation du Grès Armoricaïn n'excéderait donc pas l'Arenig moyen, mais il n'est pas exclu que sa partie basale appartienne déjà à l'Arenig inférieur (cf. Fig. 2, colonnes 1, 2 et 9a).

En ce qui concerne la région de Porto (Portugal), la Celtibérie (Sud-Ouest de Zaragoza) et la zone centre-ibérique (Fig. 2, colonnes 8, 9b et 9c), les données paléontologiques ne permettent pas d'obtenir autant de précision. Toutefois, en Celtibérie, le Groupe Ibérique possède un âge Trémadoc à son sommet (cf. Wolf, 1980 ; Villas, 1980). En conséquence, on admet dans toutes ces régions un âge Arenig pour la Formation du Grès Armoricaïn (ou Formation de la Cuarcita armoricana) (cf. Hammann et al., 1982).

Par ailleurs, on peut penser que la transgression du "Grès Armoricaïn" (s.l.) est diachrone. Le pouvoir de résolution des éléments de datation actuellement disponibles reste toutefois insuffisant pour apprécier avec précision ce diachronisme, mais ces éléments de datation permettent de croire qu'il pourrait être assez faible (Paris et al., 1982).

B - LES FORMATIONS EQUIVALENTES OU SUPPOSEES TELLES

Bien que la répartition dans le temps de ces différentes formations ne soit pas exactement celle du "Grès Armoricaïn", ces ensembles, essentiellement gréseux, m'ont semblé représentatifs du phénomène détritique décrit précédemment, et par conséquent intéressants à étudier à titre comparatif.

1 - Vendée (Fig. 2, colonne 3)

.. Formation du Quartzite de la Châtaigneraie

Cet ensemble quartzitique, au faciès très proche de celui du "Grès Armoricaïn" de Bretagne, n'est pas daté avec précision. Il se situe au-dessus d'une formation "cambro-trémadocienne" (Formation des Rhyolites et Ignimbrites de la Châtaigneraie) et au-dessous du Groupe de Réaumur, contenant des Bivalves d'âge Ordovicien (Mathieu, 1938 ; Brillanceau, 1962 ; Brillanceau et Mathieu, 1965) et vers le sommet des Graptolites d'âge probablement Caradoc ou Silurien infé-

rieur (Wyns, 1979). On admet un âge Arenig pour la Formation du Quartzite de la Châtaigneraie, principalement en raison de l'analogie de faciès évoquée ci-dessus.

2 - Montagne-Noire (Fig.2, colonne 4)

.. Formation des Grès à Lingules (Dean, 1966)

La zone à "D. extensus" caractéristique de l'Arenig moyen a été reconnue dans la Formation des Schistes du Landeyran, directement sus-jacente. Il convient donc d'attribuer un âge Arenig moyen à la Formation des Grès à Lingules, d'autant plus qu'une faune trémadocienne a été mise en évidence dans les sédiments situés en dessous (Capera, in Babin et Courtessole, 1980).

3 - Pyrénées Atlantiques (Fig. 2, colonne 5)

L'âge des alternances de schistes et quartzites à bilobites situées à l'Ouest des Pyrénées reste encore incertain. Cette unité, dont les relations précises avec les formations schisteuses de l'Arenig inférieur (Degardin, 1979) ne sont pas encore définitivement établies, appartient selon toute vraisemblance à l'Ordovicien inférieur (Arenig) (Palacios, 1919 ; Laverdière, 1930 ; Klarr, 1971 ; Degardin, 1979 ; Hammann et al., 1982), ce qui autorise à la considérer comme équivalent possible du "Grès Armoricaïn". Par ailleurs, les analyses micro-paléontologiques n'ont donné, jusqu'à présent, aucun résultat (Cocchio, 1981 ; Paris, communication personnelle).

4 - Terre-Neuve (région orientale) (Fig.2 , colonne 6)

.. Groupe de Bell Island et Formation de Wabana

Dès 1914, Van Ingen propose un âge Arenig inférieur pour le sommet du Groupe de Bell Island (Brachiopodes inarticulés) et un âge Arenig moyen (Céphalopodes, Trilobites et Graptolites) pour la base de la Formation de Wabana. La présence de sédiments d'âge trémadocien a été mise en évidence à partir de traces fossiles extrêmement bien préservées (Bergström, 1976). Plus récemment, Martin in Dean et Martin (1978) y reconnaît des associations de Chitinozoaires d'âge trémadocien et arenigien.

Cet ensemble sédimentaire est lithologiquement représenté par de fines alternances gréseuses avec toutefois un important niveau gréseux (environ 70m de puissance) situé au sommet du Groupe de Bell Island. Ce niveau, reconnu par Dean et Martin (1978), posséderait un âge Arenig inférieur.

5 - Nord-Ouest de l'Espagne (Fig.2, colonne 7)

On y trouve la Formation de Barrios (zone cantabrique) et la Série de Cabos (Asturies, Léon).

.. La Zone Cantabrique (Fig.2 , colonne 7a)

Etant donné que la Formation d'Oville, directement sous-jacente, sans discontinuité stratigraphique apparente, semble atteindre la base du Trémadoc (Comte, 1959) et que d'autre part la partie sommitale de la Formation de Barrios (couches de transition) posséderait un âge Arenig supérieur (Nollau, 1966, datation à partir de Graptolites), il semble satisfaisant, en l'absence d'autres précisions, de placer la Formation de Barrios entre ces deux limites stratigraphiques (Bosch, 1969).

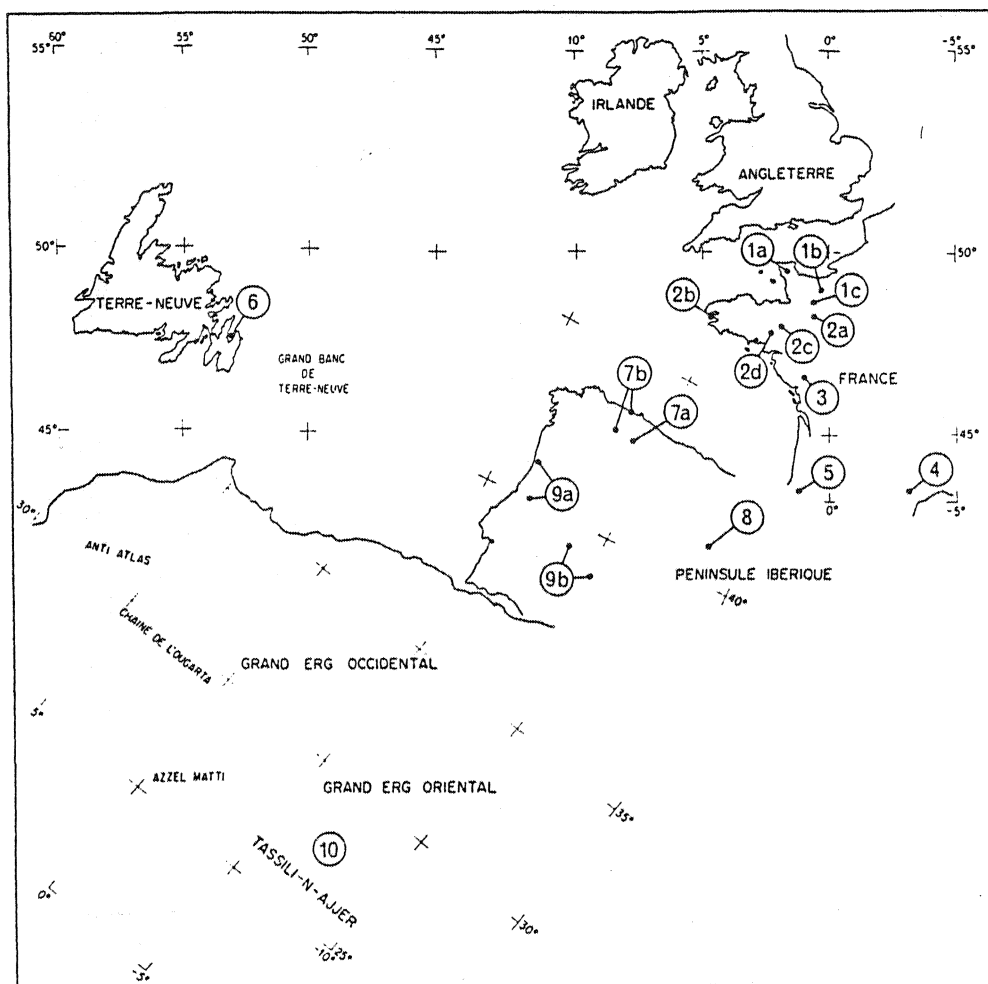


Fig.1 : Répartition géographique des colonnes stratigraphiques présentées sur la figure 2.

- | | |
|---|---|
| <p>1 - Normandie</p> <p>1a : Normandie septentrionale : Synclinaux du Cotentin</p> <p>1b : Normandie centrale : Synclinaux de May-sur-Orne et d'Urville</p> <p style="padding-left: 40px;">Synclinorium de la zone bocaine</p> <p>1c : Normandie méridionale : Synclinal de Mortain-Domfront</p> <p>2 - Bretagne</p> <p>2a : Synclinorium médian : Synclinorium de Laval</p> <p>2b : Synclinorium médian : Synclinorium de Châteaulin</p> <p>2c : Synclinaux du Sud de Rennes :</p> <p style="padding-left: 40px;">Synclinorium de Martigné-Ferchaud</p> <p style="padding-left: 40px;">Synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes</p> <p>2d : Synclinaux du sud de Rennes :</p> <p style="padding-left: 40px;">Synclinal de Saint-Georges-sur-Loire</p> <p>3 - Vendée</p> <p style="padding-left: 40px;">Synclinal de Chantonay</p> <p>4 - Montagne-Noire (versant sud)</p> <p style="padding-left: 40px;">Faux synclinal de Roquebrun</p> | <p>5 - Pyrénées Atlantiques</p> <p style="padding-left: 40px;">Massif des Aldudes</p> <p>6 - Terre-Neuve (partie nord-est)</p> <p style="padding-left: 40px;">Bell Island (Conception Bay)</p> <p>7* - Nord-ouest de l'Espagne</p> <p>7a : Zone Cantabrique</p> <p>7b : Zone Ouest-asturienne-léonaise</p> <p>8* - Nord-est de l'Espagne</p> <p style="padding-left: 40px;">Chaînes celtibériques</p> <p>9* - Zone Centre Ibérique</p> <p>9a : Zone Est-lusitanienne-alcudienne :</p> <p style="padding-left: 40px;">Synclinal de Buçaco</p> <p style="padding-left: 40px;">Anticlinal de Valongo</p> <p>9b : Zone Est-lusitanienne-alcudienne : Sierra Morena et Monts de Tolède</p> <p>10* - Sahara central et septentrional</p> <p style="padding-left: 40px;">Tassili-N-Ajjer et Grand Erg oriental</p> |
|---|---|

* - Pour les zones structurales de la Péninsule Ibérique se référer à la figure 10.

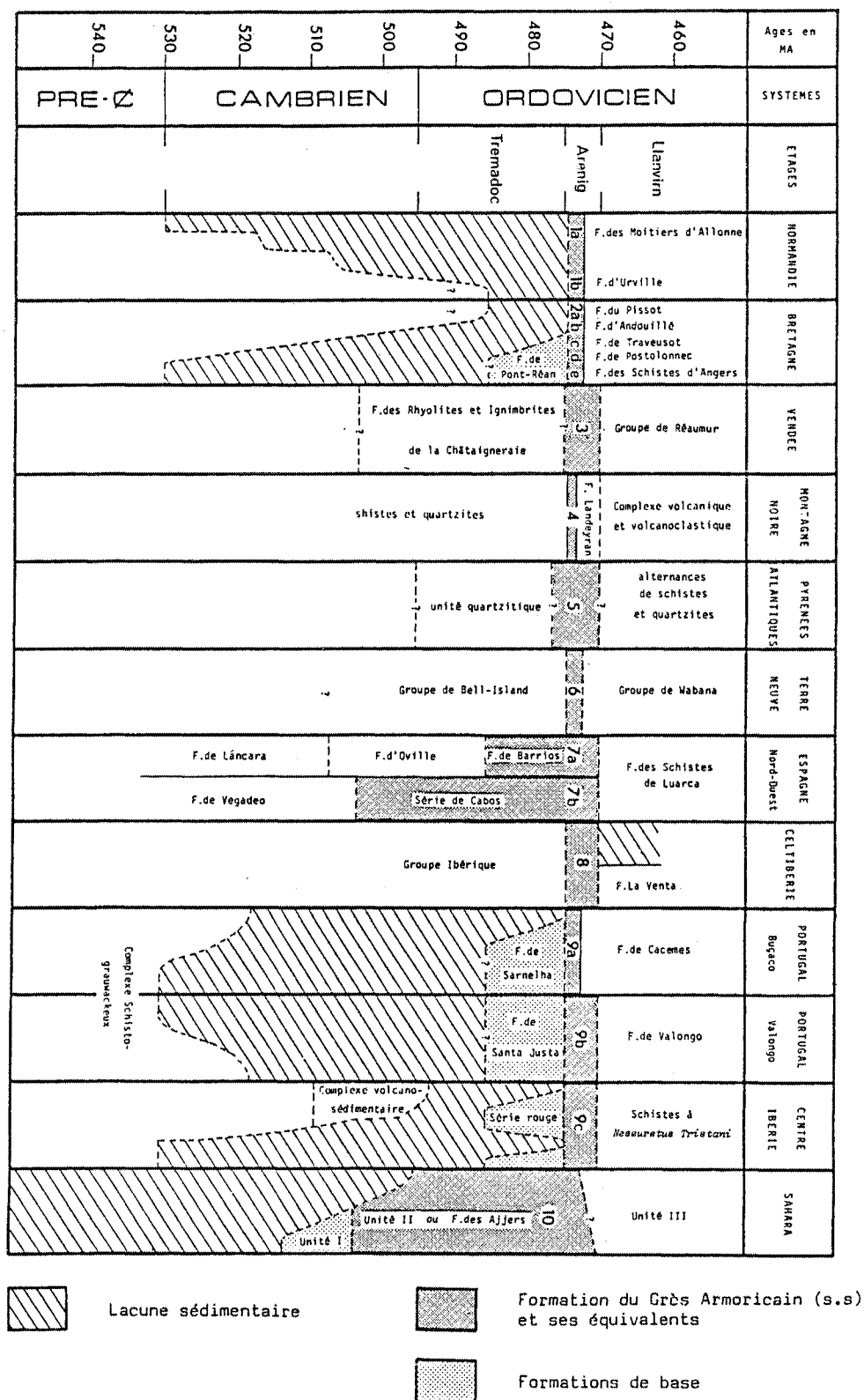


Fig.2 : Répartition verticale et horizontale des sédiments étudiés (âges absolus d'après Odin et Gale, 1982).

.. La Zone Ouest asturienne-léonaise (Fig.2, colonne 7b)

Là aussi, en l'absence d'informations paléontologiques, il est impossible de dater avec précision l'ensemble de cette puissante formation clastique (plus de 4000m de sédiments essentiellement gréseux). Beaucoup d'auteurs ont admis un âge Cambrien moyen pour les schistes immédiatement sous-jacents (Färber et Jaritz, 1964 ; Ruiz, 1971 et Marcos, 1973) et un âge Llanvirn pour les schistes noirs sus-jacents (Marcos, 1973).

Baldwin (1975) propose cependant quelques subdivisions ichnostratigraphiques. Ainsi, le Cambrien supérieur serait représenté par une puissance voisine de 2500m de sédiments. Le Trémadoc et l'Arenig correspondent respectivement à 600 et 1100m de matériel détritique.

6 - Sahara (Fig.2, colonne 10)

Formation des Ajjers ou Unité II ou Grès de base (Beuf et al., 1971). Bien que l'âge des dépôts sableux à caractères fluviatiles (essentiellement à la base) fasse encore l'objet de spéculations en raison de la rareté des faunes, on peut admettre que les premiers épandages se sont effectués entre le Cambrien supérieur et le Trémadoc (Beuf et al., 1971 ; Legrand, 1974). Cette sédimentation se poursuit pendant tout le Trémadoc et l'Arenig inférieur. Un nouveau faciès transgressif (argileux ou gréseux), d'âge Arenig supérieur s'installe ensuite (Unité III), (Legrand, 1974) avant le dépôt quasi ubiquiste (dans la zone étudiée) des argiles du Llanvirn.

*
* * *

Compte tenu des incertitudes, en relation avec le caractère azoïque ou peu fossilifère des formations étudiées, on peut considérer d'une manière générale, que la répartition du phénomène sédimentaire dans le temps s'étend depuis le Cambrien supérieur (Sahara et Nord-Ouest de l'Espagne) jusqu'à l'Arenig inclus. Cette répartition des sédiments dans le temps est assez irrégulière. Dans certaines régions, la sédimentation semble plus précoce que dans d'autres, elle est toutefois générale entre la base de l'Arenig et l'Arenig moyen (Fig.2).

Démarche suivie pour l'étude du phénomène sédimentaire

Etant donné le caractère monotone de ces formations, les travaux ont été orientés vers une recherche de marqueurs permettant de préciser la ou les sources possibles du "Grès Armoricain" s.l.

Plusieurs méthodes analytiques, basées sur des travaux de terrain et de laboratoire, étaient envisageables au départ :

Analyses de terrain : . lithologie
 . isopaques
 . paléocourants
 . analyse séquentielle

Analyses du sédiment : . granulométrie
 . analyse du cortège de minéraux lourds (comptages)
 . exoscopie des quartz
 . thermoluminescence des quartz
 . géochimie des sédiments
 . géochimie des minéraux lourds (éléments traces, nature des inclusions)
 . typologie des zircons
 . datation des zircons

Ces méthodes possèdent bien évidemment des avantages et des inconvénients et il eut été certainement très intéressant et nécessaire de les appliquer toutes dans le cadre d'un travail complet dépassant très largement celui d'une thèse de 3ème cycle. Il m'a donc fallu faire un choix, et j'ai donné la priorité aux méthodes de terrain.

La première partie sera donc consacrée à la lithologie, aux isopaques et aux paléocourants, l'analyse séquentielle de la Formation du Grès Armoricain faisant l'objet d'un autre thème de recherche (Durand, 1984).

Ensuite, en ce qui concerne les méthodes de laboratoire, il m'a semblé indispensable de connaître la composition du cortège de minéraux lourds et ses variations éventuelles sur une grande aire géographique plutôt que de procéder à des analyses détaillées sur chacun de ces minéraux.

J'ai donc retenu l'analyse du cortège de minéraux lourds (comptages) à laquelle s'ajoute une étude partielle de la granulométrie, une analyse de la composition minéralogique globale (comptages) ainsi que la datation de différents lots de zircons par la méthode Uranium-Plomb (en collaboration avec Peucat et Cornichet, Rennes).

Enfin, j'ai traité l'ensemble des données de comptage en informatique.

Analyses de terrain

I - STRATIGRAPHIE, LITHOLOGIE, PUISSANCE ET ECHANTILLONNAGE

A - METHODOLOGIE GENERALE ET CRITIQUE

1 - Méthodologie relative à ces observations et techniques de terrain

Pour chaque site, il s'agit :

- a - dans un premier temps : . de reconnaître la position spatiale des contacts (mur et toit de la formation) ainsi que leur nature (contact stratigraphique ou tectonique),
 - . d'identifier les formations inférieures et supérieures,
 - . de différencier, s'il y a lieu, les unités lithologiques au sein de la formation,

ceci en vue de construire une carte de localisation des divers types de contacts inférieurs et d'analyser la lithologie de la Formation du Grès Armoricaïn (ou de ses équivalents).

- b - dans un deuxième temps : . de mesurer banc par banc la totalité de la formation et/ou d'évaluer cartographiquement la puissance totale,

en vue de constituer, à l'échelle régionale, des cartes d'isopaques.

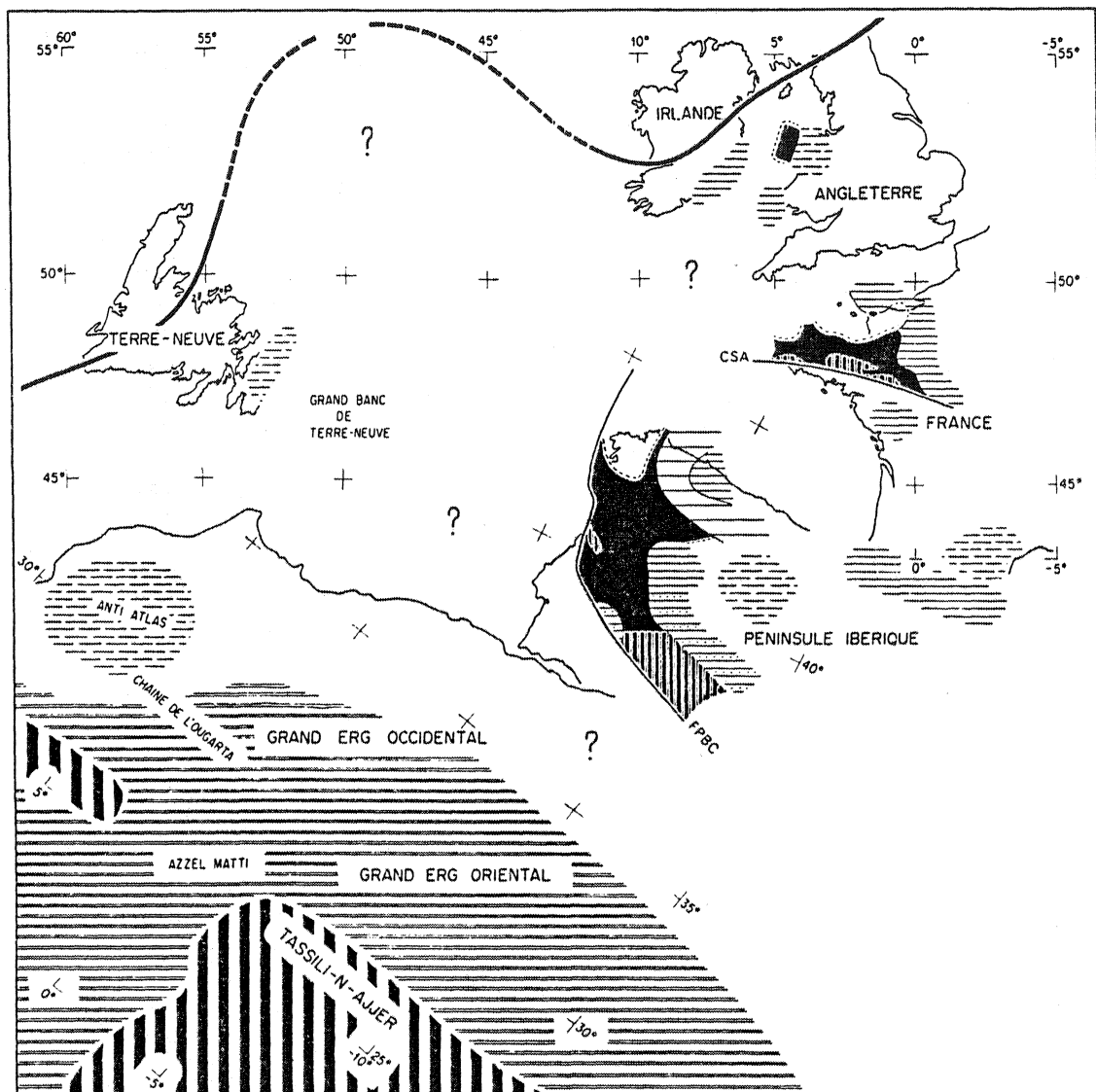
- c - et enfin, dans un troisième temps : . de procéder à la prise régulière d'échantillons de grès contenant si possible des niveaux riches en minéraux lourds visibles à l'oeil nu (ces minéralisations soulignent habituellement le litage sédimentaire).

Les échantillons prélevés seront ensuite analysés* dans le but de déterminer, par des comptages en lames minces, la composition minéralogique globale de ces grès et la composition du cortège de minéraux lourds.

2 - Limite des observations de terrain

Les causes d'incertitude sont essentiellement liées à la mauvaise qualité des affleurements et à la tectonique. La plupart des coupes situées dans les terres sont de mauvaise qualité. Il s'agit, soit de carrières abandonnées (noyées ou en friches), soit de carrières en exploitation où les éboulements fréquents et les coulées de boue masquent partiellement la roche.

* - des précisions sur la méthodologie et la critique de l'échantillonnage seront fournies après la description de la méthode de comptage.



- | | | | |
|---|---|---|---|
|  | a) Formation du Grès Armoricain (ou formations équivalentes) reposant en discordance sur le socle cadomien. |  | g) Formations cambro-ordoviciennes indifférenciées, reposant sur du Cambrien inférieur en concordance. |
|  | b) Formation du Grès Armoricain (ou formations équivalentes) en concordance sur une formation "pourprée" et/ou conglomératique, elle-même discordante sur le socle. |  | h) Formations cambro-ordoviciennes (Cambrien supérieur-Aréniq moyen) correspondant à l'Unité 2 (Sahara) en concordance ou en discordance sur l'Unité 1, elle-même discordante sur le socle panafricain. |
|  | c) Formations cambro-ordoviciennes (Cambrien supérieur-Aréniq moyen) correspondant à l'Unité 2 (Sahara) reposant en discordance sur le socle panafricain. |  | Limite GONDWANA-LAURENTIA (axe de la suture de l'Océan Iapetus) |
|  | d) Formation du Grès Armoricain (ou formations équivalentes) en concordance sur une formation "pourprée" et/ou conglomératique, elle-même reposant avec une discordance érosive sur des formations cambriennes. |  | CSA Cisaillement Sud-Armoricain (branche Nord) |
|  | e) Formation du Grès Armoricain (ou formations équivalentes) reposant en concordance (avec lacune sédimentaire possible) sur des formations cambriennes. |  | FPBC Faille Porto-Badajoz-Cordoue |
|  | f) Formation du Grès Armoricain (ou formations équivalentes) en concordance sur du Trémadoc daté. | | |

Fig.3 : Répartition géographique des différents contacts inférieurs de la Formation du Grès Armoricain ou de ses équivalents.

La tectonique limite les observations de terrain à différentes échelles :

-- à l'échelle de l'échantillon : les gros bancs quartzitiques présentent souvent des veines de quartz et parfois des bandes stylolitiques qui effacent les litages du sédiment. Le choix des échantillons est alors d'autant plus difficile à faire.

-- à l'échelle de l'affleurement : les contacts faillés, les décalages de bancs, le plissement, le changement de volume et la déformation des grains du sédiment entraînent des incertitudes voire même des erreurs sur les mesures de puissance.

Dans certains cas, la multiplicité des failles peut-être à l'origine de faux découpages lithologiques (redoublement de série, intercalation d'un membre lithologique "étranger" dans une formation uniforme, etc...) (ex. : Sierra Morena, Espagne).

-- à l'échelle régionale : certaines grandes structures tectoniques (ex. : le Cisaillement sud-armoricain (Jegouzo, 1980), la Faille Porto-Badajoz-Cordoue (Lefort et Ribeiro, 1980)) représentent de véritables barrières pour les corrélations stratigraphiques et plus généralement paléogéographiques.

B - REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES DIFFERENTS CONTACTS INFÉRIEURS DE LA FORMATION DU GRÈS ARMORICAIN OU DE SES ÉQUIVALENTS (Figure 3).

La carte de répartition des contacts inférieurs a été réalisée grâce aux nombreuses données bibliographiques, dont certaines ont pu être vérifiées sur le terrain, notamment pour le Massif Armoricain, la Péninsule Ibérique et la Montagne Noire.

Comme l'indique la légende de la figure 3, la Formation du Grès Armoricain et ses équivalents peuvent reposer de huit façons différentes sur les terrains antérieurs. Trois de ces contacts possibles (Fig. 3 a, b, c) mettent en évidence le caractère transgressif de cette sédimentation, mentionné à de nombreuses reprises par différents auteurs. Cependant, dans le cas du Sahara, il ne s'agit pas d'une véritable transgression dans la mesure où certains grès se sont déposés en régime fluvial.

Les formations discordantes sur le socle (Fig. 3, contacts a, b et c) se localisent au Nord-Ouest du Pays de Galles, en Bretagne centrale, en Normandie (partie méridionale) à l'Ouest et au Sud de la Péninsule Ibérique, au Sahara (Sud de la Chaîne de l'Ougarta, Tassili-N-Ajjer et plus au Sud) (Beuf et al., 1971 ; Legrand, 1974).

Pour les autres zones étudiées (le Pays de Galles, l'Irlande, la majeure partie de la Normandie, la Vendée, la Montagne Noire, les Pyrénées, Terre-Neuve (partie orientale), les Chaînes Cantabriques, les Chaînes Celtibériques, les Monts de Tolède et de Guadalupe, l'Anti-Atlas et le Nord du Sahara), la Formation du Grès Armoricain et les formations équivalentes reposent le plus souvent en concordance ou parfois avec une discordance érosive sur des formations d'âge Trémadoc, Cambrien supérieur, moyen et même inférieur (cf. Fig. 3, contacts d, e, f, g, h).

Cette carte de répartition des contacts inférieurs de la Formation du Grès Armoricain et de ses équivalents permet de localiser les zones probablement émergées ou tout au moins sans sédimentation, ainsi que les bassins sédimentaires pendant la période cambrienne, sans toutefois préciser véritablement le synchronisme de sédimentation ou de non dépôt entre ces différents domaines.

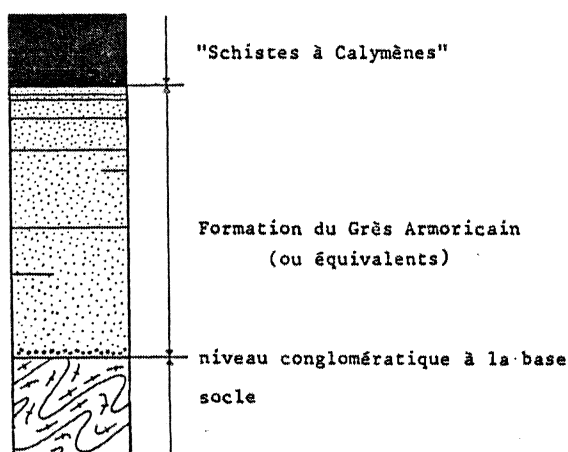
C - LITHOLOGIE

La Formation du Grès Armoricaïn et les formations équivalentes (à faciès similaire) sont lithologiquement différentes suivant les régions. Elles sont représentées par deux types lithologiques principaux :

1 - Une seule unité lithologique : une masse gréseuse indivise à intercalations d'argilites et siltites variables en épaisseur, en nombre, et avec un espacement plus ou moins régulier suivant les coupes.

Cette formation unitaire peut reposer :

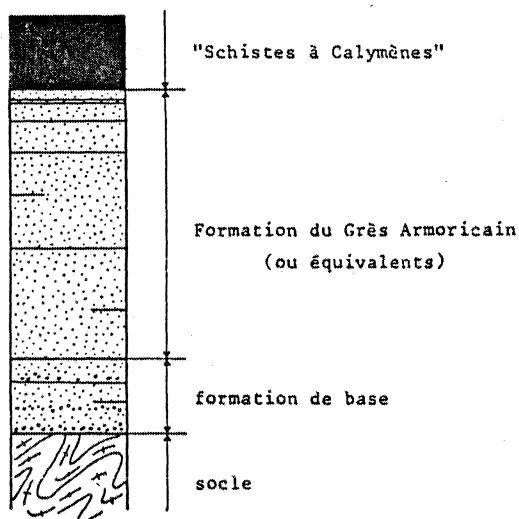
a - directement en discordance sur le socle, sans formation de base bien individualisée



Régions concernées :

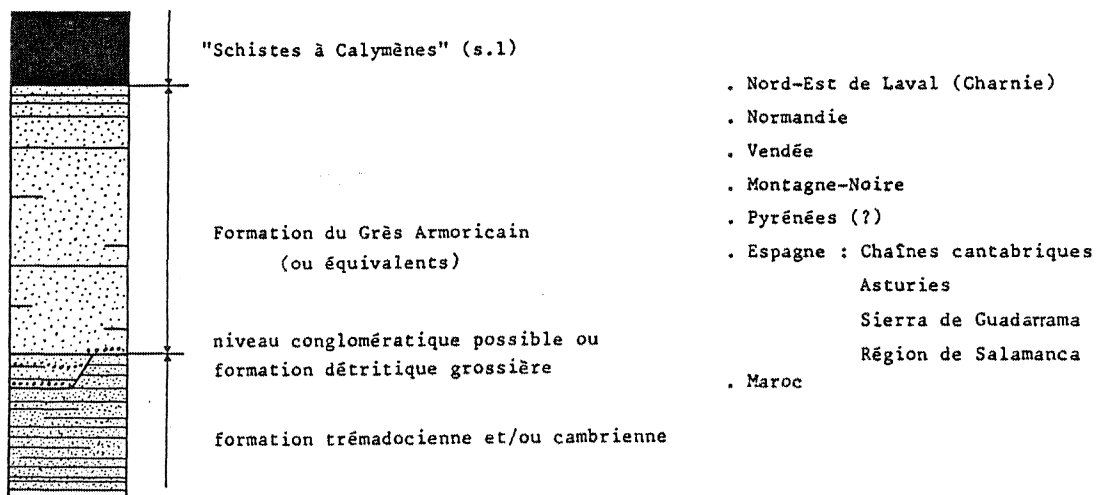
- . Normandie : coupes du Mont-Castre et de Mortain
- . Bretagne septentrionale et orientale
- . Sahara (Unité 2)
- . Espagne : région de Cáceres-Badajoz
- . Portugal : région de Porto

b - en concordance sur une formation de base, elle-même discordante sur le socle



- . Sahara : partie septentrionale (unité 2 sur unité 1 sur socle)

c - en concordance (ou avec une discordance érosive) sur une formation trémadocienne et/ou cambrienne (avec intercalation possible d'un niveau conglomératique ou d'une formation de base).



2 - Trois membres se succédant de la base au sommet comme suit :

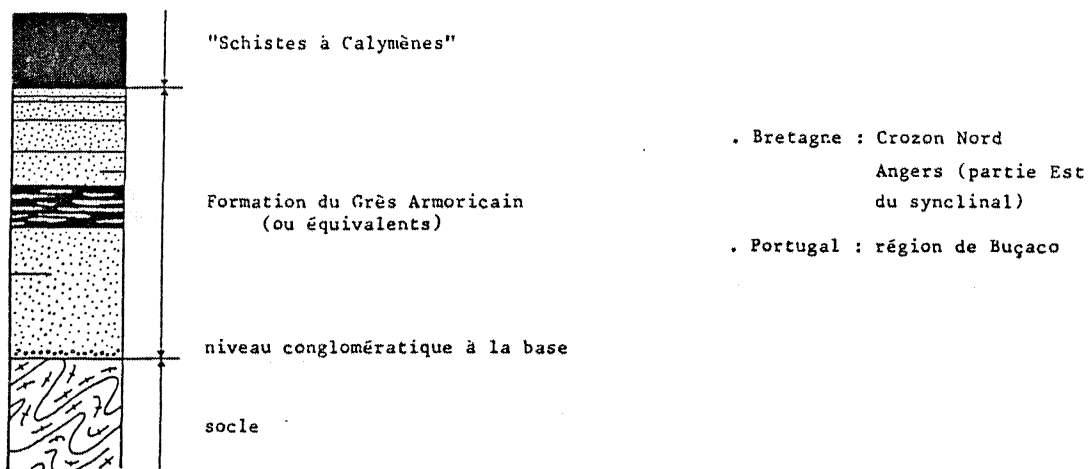
-- un membre inférieur (grès, le plus souvent en gros bancs, avec quelques intercalations pélitiques) : "Membre inférieur du Grès Armoricaïn".

-- un membre moyen (argilites et siltites à alternances de grès micacés et de quartz-arénites) : "Membre moyen du Grès Armoricaïn" ou "Schistes intermédiaires".

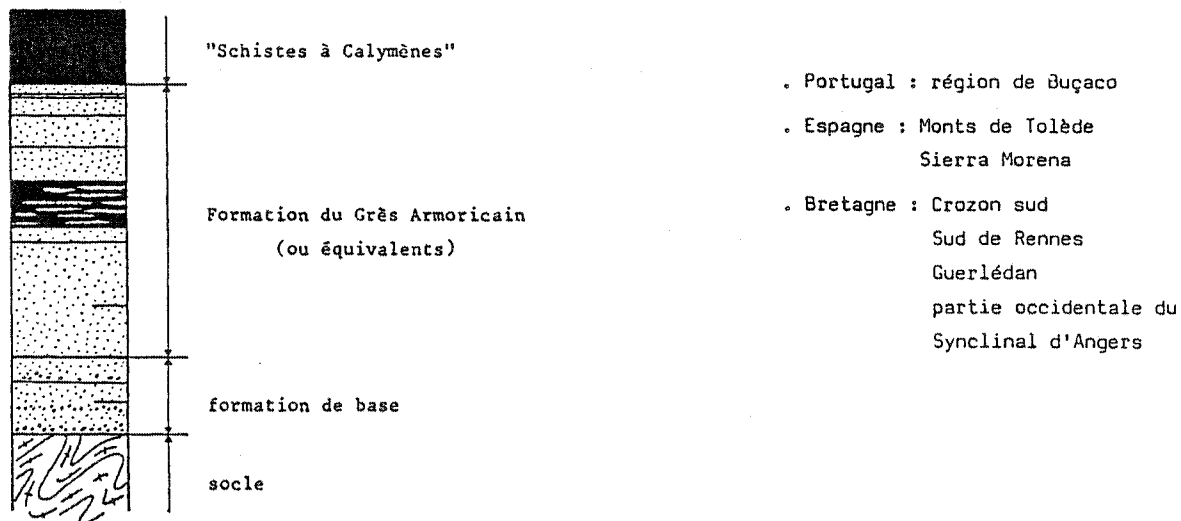
-- un membre supérieur (grès dominants avec des niveaux de pélites et grès micacés "Membre supérieur du Grès Armoricaïn".

De même que pour la formation représentée par une seule unité lithologique, cette formation divisible en trois membres peut reposer :

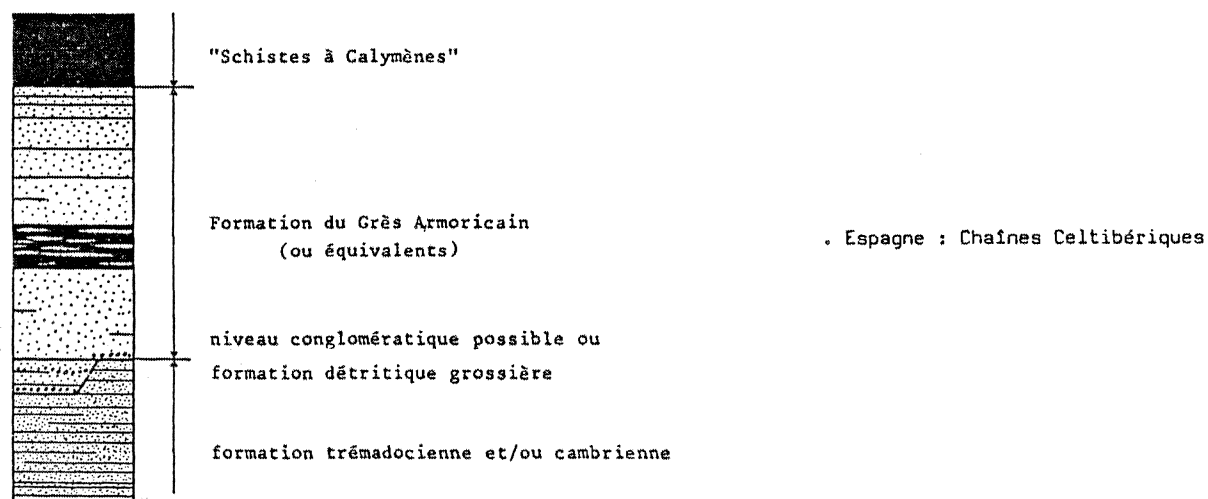
a - directement en discordance sur le socle, sans formation de base individualisée



b - en concordance sur une formation de base, elle-même discordante sur le socle.



c - en concordance (ou avec une discordance érosive) sur une formation trémadocienne et/ou cambrienne (avec intercalation possible d'un niveau conglomératique ou d'une formation de base).



La lithologie d'une formation dépend à la fois de la nature du matériel arrivant dans le bassin sédimentaire et des conditions de mise en place de ce matériel, lesquelles sont contrôlées par le type de transport du sédiment, la dynamique de dépôt, les conditions climatiques, la morphologie de fond du bassin, le taux de subsidence etc...

Dans le cas de la Formation du Grès Armoricaïn et de ses équivalents, les types de terrains sous-jacents sont identiques quelle que soit la succession lithologique rencontrée (une seule unité lithologique ou trois unités). Il est donc impossible de mettre ici en évidence une relation directe entre la lithologie des formations étudiées et la nature des terrains antérieurs.

Le découpage lithologique utilisé pour la Formation du Grès Armoricaïn présente essentiellement l'avantage d'être pratique sur le terrain. Il ne possède pas de valeur stratigraphique, dans la mesure où la précision obtenue à partir des éléments de datation actuellement disponibles est insuffisante pour matérialiser de possibles diachronismes au sein de la formation.

D - LES ISOPAQUES

1 - Généralités

L'analyse des isopaques de l'ensemble de la Formation du Grès Armoricaïn n'avait jamais été abordée sur le Massif Armoricaïn. Afin de préciser les conditions de mise en place de ce matériel détritique terrigène, il m'a paru intéressant de développer cette technique, essentiellement fondée sur des données de terrain. Les résultats compléteront ceux qui ont déjà été obtenus au Sahara (Legrand, 1974 ; Beuf et al., 1971), au Portugal (Romano, 1982) et en Espagne (Matte, 1968 et Bege, 1970).

A l'occasion de la campagne de terrain en Péninsule Ibérique, j'ai moi-même levé un certain nombre de coupes. Ces mesures viennent compléter les données bibliographiques.

2 - Méthodologie appliquée sur le terrain et limite de la méthode

a - Méthodologie appliquée sur le terrain

Le travail de terrain a été entrepris de manière systématique, en levant sur chaque site retenu une colonne stratigraphique la plus complète possible. Les localités où ont été effectués ces levés sont portées sur la figure 4 pour le Massif Armoricaïn et sur la figure 10 pour la Péninsule Ibérique.

b - Evaluation des erreurs faites sur les mesures

b-1. Dans le cas des coupes peu tectonisées

Les erreurs sont principalement dûes aux lacunes d'observation, en particulier lorsque celles-ci recouvrent les contacts stratigraphiques. Dans le cas de la Formation du Grès Armoricaïn, les limites inférieures et supérieures sont souvent bien marquées dans la topographie, ce qui permet toutefois de faire une bonne estimation de la puissance totale.

Par ailleurs, l'erreur faite sur la mesure banc par banc (s.s) doit être très faible (certainement inférieure à 5%), d'après la confrontation de mes résultats avec ceux d'autres auteurs.

b-2. Dans les cas des coupes très tectonisées

Les risques d'erreur relatifs aux mesures de puissance sont d'autant plus élevés qu'il est difficile, voire même impossible, d'évaluer le rejet de certaines failles ainsi que les épaisissements et amincissements tectoniques des sédiments.

Parmi l'ensemble des affleurements retenus, la proportion des sites fortement tectonisés reste assez faible :

Pour le Massif Armoricaïn

- . la coupe dans le Membre inférieur du Grès Armoricaïn à Camaret (Nord de la Presqu'île de Crozon).
- . la coupe dans le Membre inférieur du Grès Armoricaïn du Cap de la Chèvre (Sud de la Presqu'île de Crozon)
- . la coupe dans la Formation du Grès Armoricaïn de Malestroit (carrière de Roga).
- . la coupe dans la Formation du Grès Armoricaïn du Synclinal de St Georges-sur-Loire
- . la coupe dans la Formation du Quartzite de la Châtaigneraie à Cheffois en Vendée.

Pour les Pyrénées Atlantiques

- . la coupe du Col d'Ispéguy

Pour la Péninsule Ibérique

- . la coupe dans les quartzites de la "Sierra del Caurel" (Galice)
- . la coupe dans la "Série de Cabos" à Palacios del Sil (Léon)
- . la coupe dans la "Formation de la Cuarcita armoricana" à Solana del Pino (Sierra Morena)
- . la coupe dans la "Formation de la Cuarcita armoricana" dans le défilé de Despeñaperros (Sierra Morena).

b-3. Dans le cas des régions non étudiées en détail sur le terrain

L'utilisation des données bibliographiques est parfois délicate, en raison des divergences entre les différents auteurs. En effet, les incertitudes sur ce que les auteurs considèrent comme équivalent du "Grès Armoricaïn" sont parfois importantes (ex. : Série de Cabos, pour la Zone Ouest-asturienne-léonaise, Formation de la Cuarcita Armoricana des Monts de Tolède). Toutefois, il apparaît dans certains cas possible de limiter ces incertitudes par le biais de recoupements entre les différentes données.

c - Limite de la méthode des isopaques

L'apport ultérieur des données plus précises ne devrait pas entraîner de modifications significatives des contours proposés, compte tenu du mode d'intégration des puissances sur les cartes en isopaques (par intervalle entre les courbes de 100 à 200m) qui admet donc un taux d'erreur relativement élevé (croissant avec la diminution de l'épaisseur).

Par ailleurs, les cartes en isopaques ne reflètent qu'imparfaitement la paléogéographie de l'époque, dans la mesure où elles sont établies à partir de données discontinues puisque les synclinaux sont séparés (par suite du plissement et de l'érosion ultérieure) par de larges zones de Briovérien (entre autres).

En ce qui concerne la position des zones émergées, celle-ci reste discutable dans la mesure où l'absence de sédiment n'est pas à elle seule un critère discriminant d'émersion.

3 - Isopaques de la Formation du Grès Armoricaïn sur le Massif Armoricaïn (NOBLET, 1983)

A partir de l'ensemble des observations faites sur le terrain (cf. Fig.4 et Fig.5) les isopaques ont été dessinées pour l'ensemble de la Formation du Grès Armoricaïn et pour chaque membre lithologique pris séparément. La représentation par membre lithologique nécessite, pour avoir un intérêt, qu'il n'y ait pas eu de fort diachronisme au sein de la formation. Il convient, en effet, d'admettre comme hypothèse un diachronisme faible, d'ampleur très inférieure à celle des subdivisions lithologiques.

a - En ce qui concerne la carte des isopaques de l'ensemble de la formation, trois observations peuvent être faites (Fig. 6).

a-1. Le gradient d'épaississement du "Grès Armoricaïn" ainsi que la présence de zones où les premiers sédiments ordoviciens sont post arenigiens semblent indiquer l'existence de terres émergées ou tout au moins de zones sans sédiment ; il s'agit essentiellement du Cap bas normand (Pruvost, 1949 et Doré, 1969) et de la Domnonée (avec cependant un doute pour la région du Trégor)

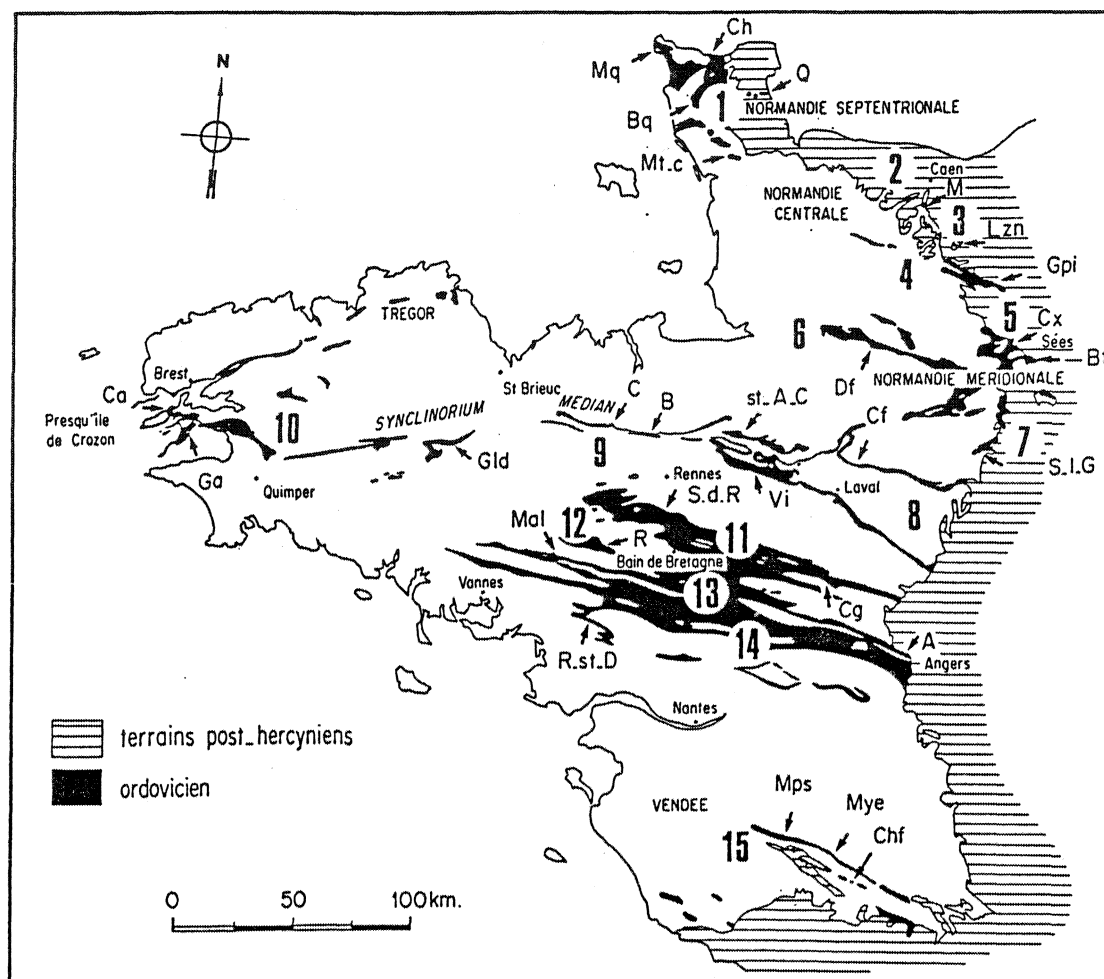


Fig.4 : Localisation des affleurements étudiés

LEGENDE

Normandie septentrionale

1 - Synclinaux du Cotentin

- . Ch : Cherbourg
- . Q : Quinéville
- . Mq : Merquetot - Cap de la Hague
- . Hq : Herquemoulin - Cap de la Hague
- . Bq : Briquebec - carrière de la Roquette
- . McC : La Haye-du-Puits - carrière du Mont-Castre

Normandie centrale

2 - Synclinal de May-sur-Orne

- . M : May-sur-Orne

3 - Synclinal d'Urville (flanc sud)

- . Lzn : Nord de Falaise - vallée du Laison

4 - Synclinal de la zone bocaine

- . Gpi : Guéprei - Falaise - Gorges du Meillon

Normandie méridionale

5 - Synclinal de Sées

- . Cx : Sud de Sées - carrière des Choux
- . Bt : Sud-Est de Sées - carrière de Boitron

6 - Synclinal de Mortain-Domfront

- . Df : Domfront - carrière des Tanneries

7 - Synclinal des Coëvrons

- . SIG : Sillé-le-Guillaume - carrière des Bourdaines

Synclinal Médian Armoricain

8 - Synclinal de Laval

- . Cf : Nord de Laval - carrière de Camp-François

9 - Synclinal du Menez-Belair

- . Vi : Nord de Vitré
- . StAc : Carrières de Saint-Aubin-du-Cormier
- . B : Sud de Bécherel - carrière de la Boë
- . C : Ouest de Caulnes - route nationale
- . Gld : Mur-de-Bretagne - Lac de Guerlédan - Carrière de Saint-Trévejan

10 - Synclinal de Châteaulin

- . Ca : Camaret - presqu'île de Crozon
- . Ga : Crozon-Morgat - site du Gador (Ordovicien immergé d'après J.P. LEFORT, 1977)

Synclinaux du Sud de Rennes

11 - Synclinal de Martigné-Ferchaud

- . SdR : Sud de Rennes - carrière de Malroche
- . Cg : Congrier - sondage CO2

12 - Synclinal de Réminiac

- . R : Réminiac - carrière de Becihan

13 - Synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes

- . A : Nord d'Angers - tranchée des Granges
- . Mal : Malestroit - carrière de Roga

14 - Synclinal de Saint-Georges-sur-Loire

- . RstD : Sud de Redon - route de Nieux, Saint-Dolay

Vendée

15 - Synclinal de Chantonay

- . Mps : Mouchamps
- . Mye : La Meilleraye
- . Chf : Cheffois

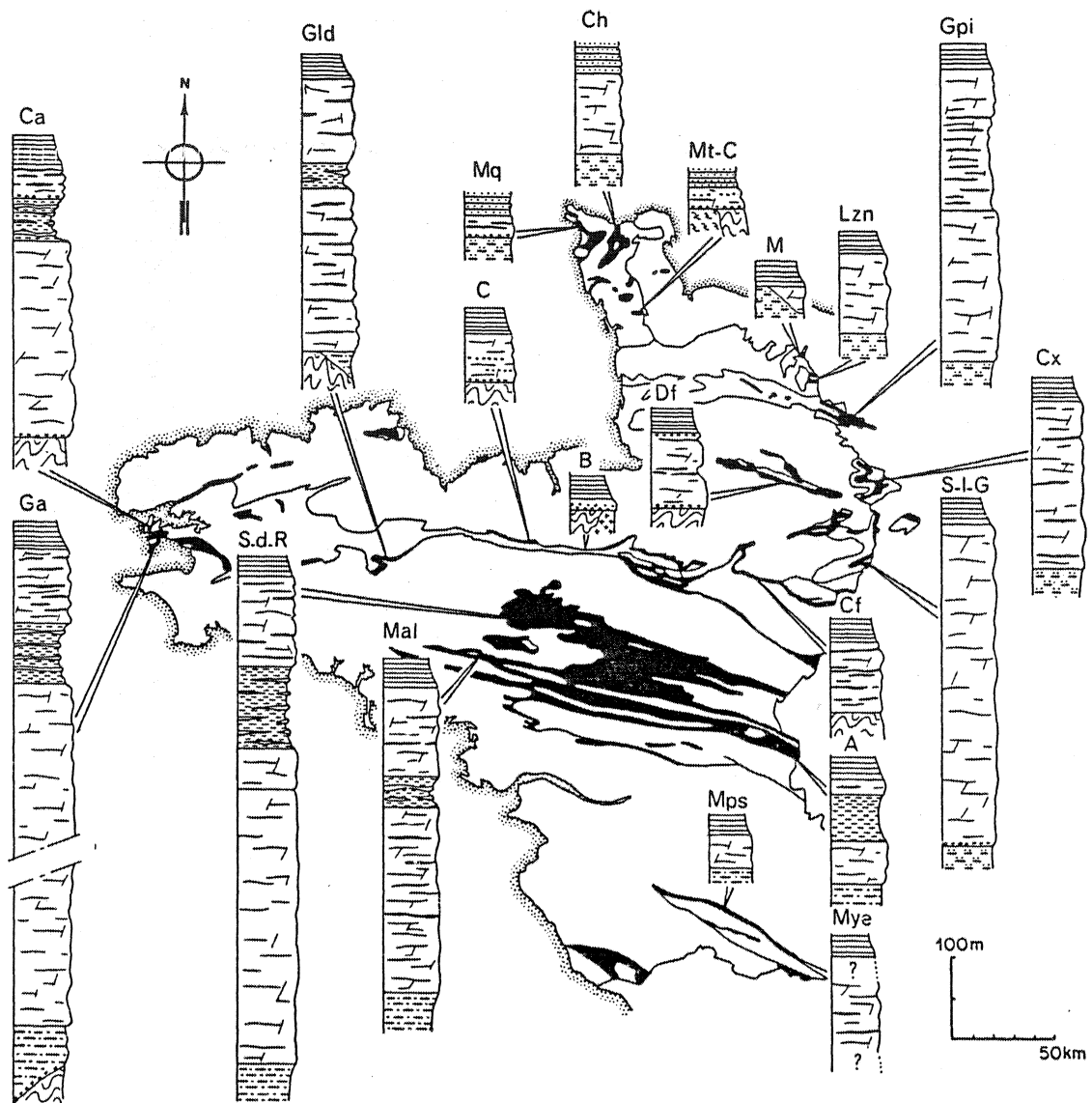


Fig.5 : Répartition géographique des principales colonnes stratigraphiques levées sur le terrain. (cf. Fig.4 pour les initiales de chaque colonne).

Légende



Formations d'Urville, du Pissot, d'Andouillé, de Postolonnec et de Traveusot



Formation des Moitiers d'Allonne



Membre de Congrier ou Membre du Gador ou Membre moyen de la Formation du Grès Armoricain



Formation du Grès Armoricain
: niveaux conglomératiques



Formations de Pont-Réan et du Margat
: niveaux conglomératiques



Formations cambriennes



Briovérien



granites cadomiens

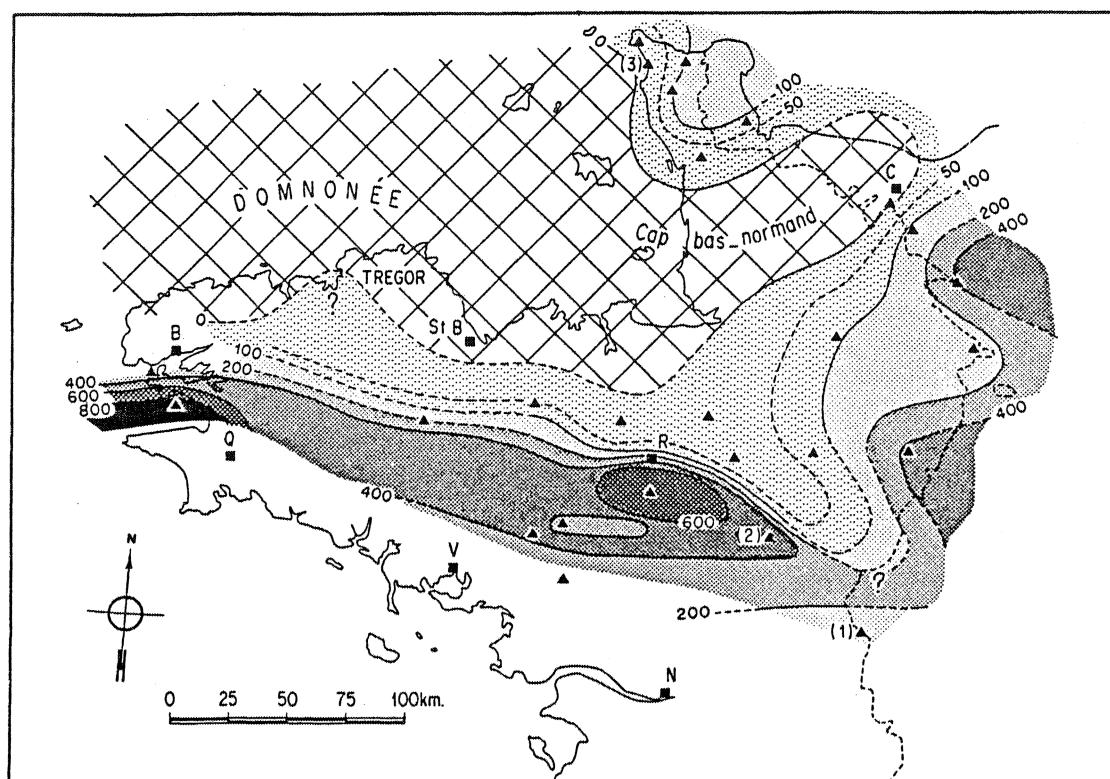


Fig.6 : Carte des isopaques de l'ensemble de la Formation du Grès Armoricaïn

LEGENDE des figures 6, 7, 8 et 9

puissance des sédiments



plus de 800m.



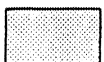
600m. à 800m.



400m. à 600m.



200m. à 400m.



100m. à 200m.



0 à 100m.



absence de sédiments



localités étudiées

(Chauris, 1971). Les prélèvements effectués en mer montrent que ce concept peut être étendu à tout le Sud de la Manche occidentale (Lefort et Deunff, 1974 ; Lefort, 1975).

a-2. Deux zones à forte puissance se distinguent clairement, l'une est localisée à l'Ouest (Presqu'île de Crozon) et l'autre au centre (Sud de Rennes). Il se pourrait qu'un phénomène identique s'amorce à la limite du Bassin Parisien (Est du synclinorium de la Zone Bocaine - synclinal des Coëvrons).

a-3. Le Cisaillement Sud Armoricaire (branche nord) représente actuellement la limite méridionale des isopaques, mais il semble qu'il constituait déjà un trait paléogéographique majeur à l'Ordovicien (diminution de la puissance).

Il est possible que la région située au Sud de cet accident ait appartenu à un domaine paléogéographique différent. A titre indicatif, la puissance de la formation en Vendée est de 100m et parfois même inférieure.

b - Le tracé des isopaques de chacun des trois membres de la Formation du Grès Armoricaire amène quelques remarques :

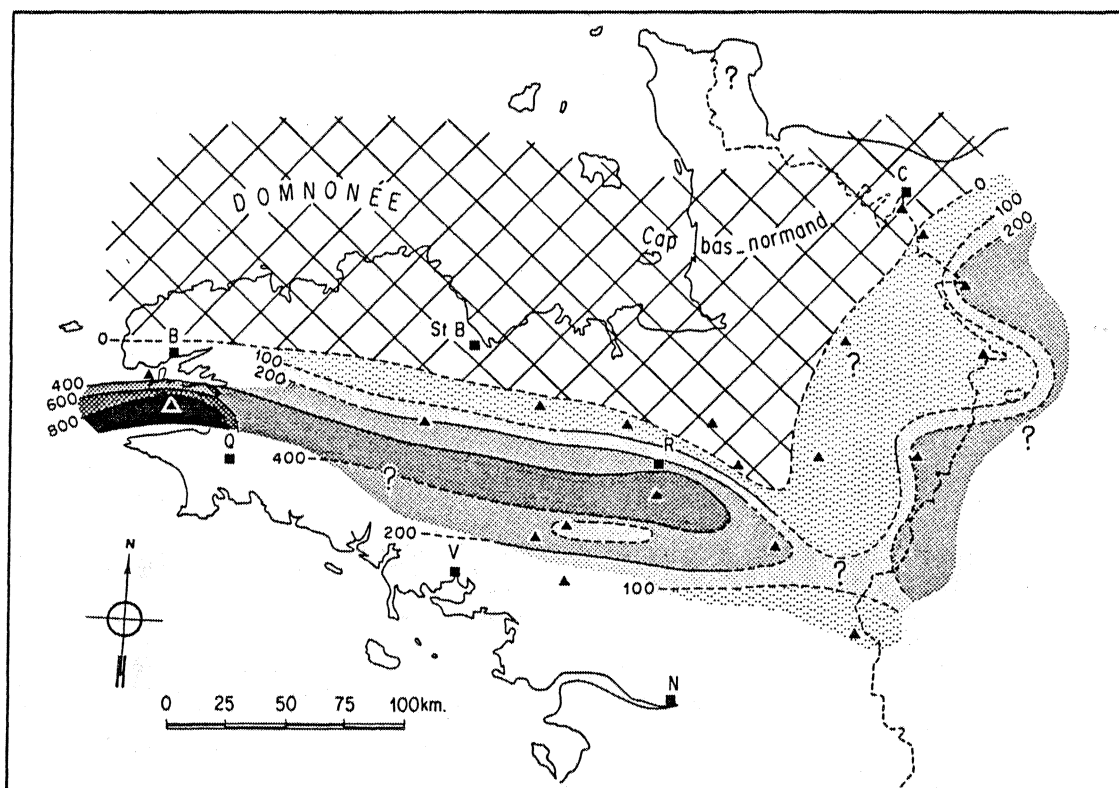


Fig.7 - Carte des isopaques du Membre inférieur du Grès Armoricaire

b-1. La figure 7, qui représente les isopaques du Membre inférieur du Grès Armoricaire (dont le prolongement vers l'Est est vraisemblable) montre deux zones à forte puissance qui se superposent parfaitement à celles de l'ensemble de la formation (Presqu'île de Crozon et Sud de Rennes).

En Bretagne centrale les isopaques semblent symétriques par rapport à un axe Est-Ouest et présentent des épaisseurs maximales au centre, ce qui suggère l'existence d'une terre émergée ou de zones sans sédimentation, au Nord (Domnonée) et d'un haut-fond (assez réduit) au Sud (ride de Bair).

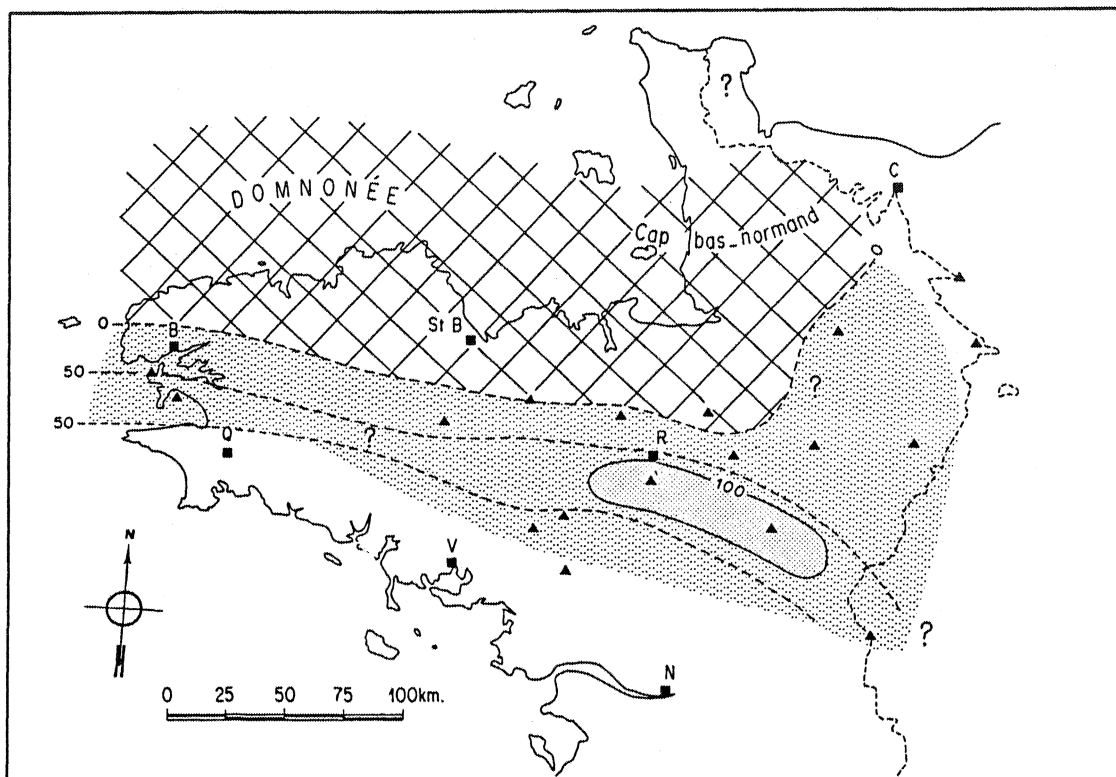


Fig.8 : Carte des isopaques du "membre moyen du Grès Armoricaïn" ou "Schistes intermédiaires".

b-2. pour le membre moyen (Fig.8), une seule anomalie de puissance subsiste au Sud de Rennes. Au Nord du Synclinal Médian et en Normandie méridionale, le faciès des "Schistes intermédiaires" n'apparaît pas sur le terrain, mais les observations de niveaux composés de siltstones et mudstones, d'importance variable, semblent indiquer de possibles passages latéraux de faciès au sein du membre moyen.

b-3. les isopaques de la figure 9 (Membre supérieur du Grès Armoricaïn) représentent l'extension maximale des sédiments de la formation : la ligne de séparation des zones avec sédimentation de celles sans sédimentation (courbe 0m) est ici plus septentrionale que sur les cartes précédentes pour les régions de la Normandie méridionale (côté sud du Cap bas normand), de la Bretagne centrale (Nord de Rennes) et peut-être même du Trégor occidental (Chauris, 1971). Le Cotentin est à cette époque en partie immergé alors que le "Cap bas normand" semble rester émergé (Doré, 1972).

Au Sud de la carte, une zone à moindre épaisseur de sédiments (50m de grès environ) s'amorce aux alentours d'Angers.

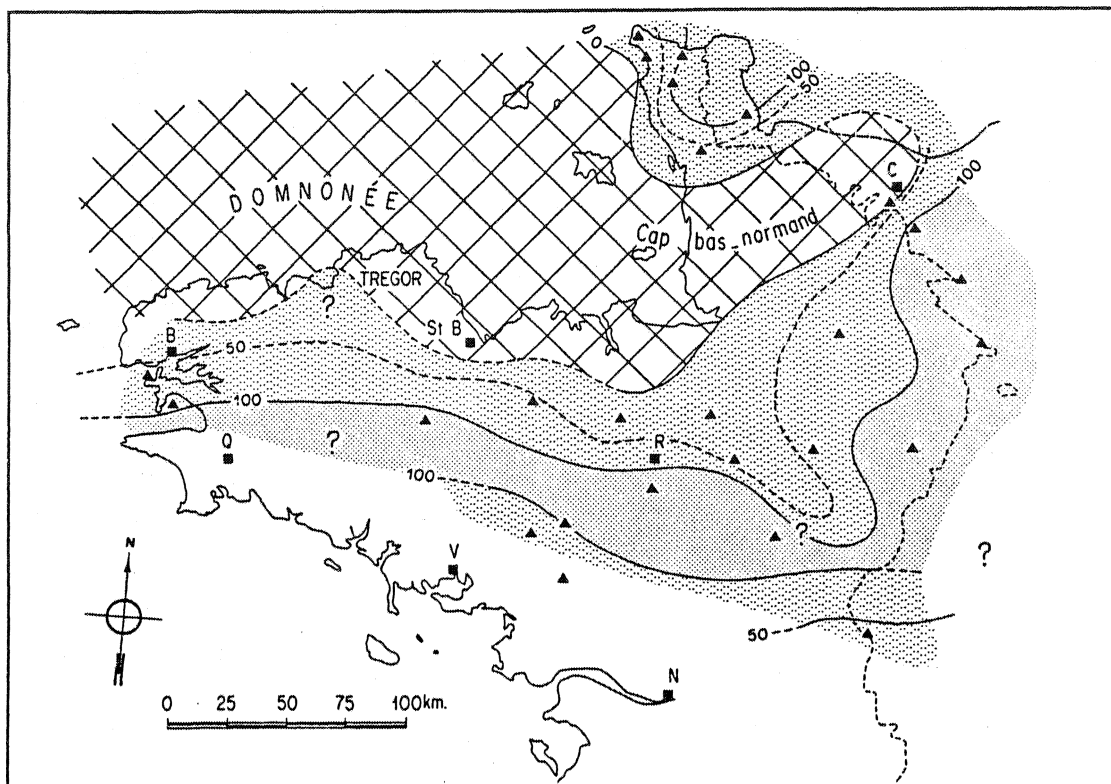


Fig.9 : Carte des isopaques du Membre supérieur du Grès Armoricaïn.

c - si l'on compare ces différentes cartes, on constate depuis la base jusqu'au sommet de la formation, une diminution progressive des anomalies de puissance. Ce sont les isopaques du membre inférieur (au moins pour les zones où il est distingué) qui reflètent le plus fidèlement ceux de la formation complète, les isopaques des deux autres membres ne montrant pas, géographiquement, de variations importantes. Les subdivisions du "Grès Armoricaïn" en Normandie restent hypothétiques, la carte de l'ensemble de la formation (Fig.6) est toutefois la plus représentative.

d - Conclusions

La Formation de Pont-Réan ayant déjà largement réalisé le comblement des dépressions topographiques à la surface du continent cadomien, avant le dépôt du "Grès Armoricaïn" (Chauvel, 1968 ; Chauvel et Le Corre, 1971), il apparaît que la morphologie du toit du Briovérien ne peut être considérée comme seule responsable des fortes irrégularités de puissance de la Formation du Grès Armoricaïn (Fig.6 : Malestroit - Réminiac - Sud de Rennes - Vitré). Ces variations de puissance résultent plutôt d'une action conjuguée de la transgression qui avance sur des reliefs irréguliers et de la subsidence. Les récents travaux de Joseph (1982) semblent corroborer l'hypothèse de l'intervention d'une subsidence différentielle. C'est à Crozon, au Sud de Rennes et en Normandie méridionale, où l'on observe de très fortes épaisseurs de sédiments pour le "Grès Armoricaïn" (ainsi que pour la Formation de Pont-Réan à Crozon et au Sud de Rennes), que la subsidence a été la plus importante.

Les mécanismes de cette subsidence différentielle ont surtout été actifs lors du dépôt du Membre inférieur du Grès Armoricaïn (Fig.7), puis ont décliné à l'époque des "Schistes intermé-

diales" (Fig.8). Les derniers termes (Membre supérieur du Grès Armoricaïn : Fig.9) n'enregistrent plus de variations notables de cette subsidence.

Le cadre de cette étude n'étant pas limité à la Formation du Grès Armoricaïn, mais à un phénomène sédimentaire représenté en partie par cette même formation, il eut été nécessaire de construire des cartes en isopaques de la Formation du Grès Armoricaïn et de la Formation de Pont-Réan. Les données concernant cette dernière n'étant pas suffisamment nombreuses et précises, elles n'ont pu être intégrées à la figure 6. Quoiqu'il en soit il apparaît que la puissance de la Formation de Pont-Réan* accentue les zones fortement subsidentes de la Formation du Grès Armoricaïn (Sud de Rennes et partie méridionale du synclinorium de Châteaulin).

Au terme de l'étude des isopaques dans les différentes régions considérées, une carte d'ensemble (à petite échelle) représentera la puissance approximative de cette masse sédimentaire.

4 - Isopaques de la Formation du Grès Armoricaïn ou de ses équivalents sur la Péninsule Ibérique

Cette étude a été réalisée à partir de mes propres observations de terrain (17 sites) (cf. Fig.10) et des données tirées de la bibliographie. Ces dernières sont de deux sortes :

- cartes en isopaques
- puissances de sédiments ponctuelles

La dispersion trop importante de l'ensemble des données concernant la puissance des sédiments étudiés ne permet pas de construire une carte en isopaques précise et continue à l'échelle de la Péninsule Ibérique. Seule l'allure générale des isopaques pourra être retenue à cette échelle.

a - Présentation des régions analysées en détail par certains auteurs

a-1. Zones Ouest-asturienne-léonaise et Cantabrique (Fig.11)

Pour Lotze (1961) la Série de Cabos (Cambrien moyen à Ordovicien inférieur) est représentée par environ 3000m de sédiments en alternances grès-pélitiques.

Matte (1968) propose une carte en isopaques (Fig.12) où l'on peut observer sur le flanc oriental de la Zone Ouest-asturienne-léonaise, un sillon comblé par plus de 10.000m de sédiments en son centre sans pouvoir reconnaître de façon bien individualisé, le faciès typique du "Grès Armoricaïn".

* Puissance de la Formation de Pont-Réan (concerne uniquement les synclinaux du Sud de Rennes et le synclinorium de Châteaulin (Babin et al., 1976b)

Synclinaux du Sud de Rennes : absente dans certaines zones, elle peut localement atteindre 500m.

Synclinorium de Châteaulin : absente dans la partie nord de la Presqu'île de Crozon, elle atteint 300 à 350m sur le flanc sud du bassin de Châteaulin.

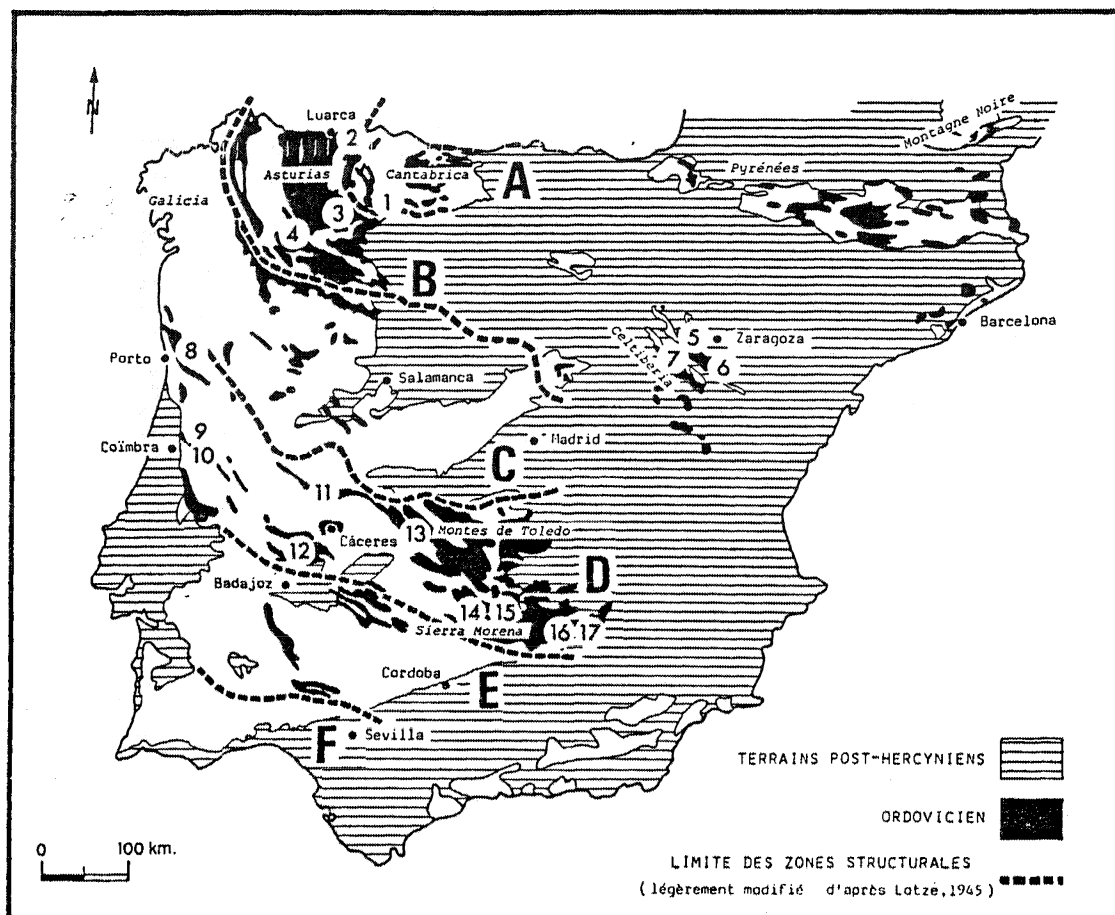


Fig.10 : Répartition des affleurements étudiés dans les différentes zones structurales de la Péninsule Ibérique

Partie septentrionale de la Péninsule Ibérique

A : Zone Cantabrique

- 1 - Barrios de Luna

B : Zone Ouest asturienne-léonaise

- 2 - Cabo de Busco (Luarca)
- 3 - Falacios del Sil (coupe du Sil)
- 4 - Sierra de Caurel (Quiroga)

Chaînes Celtibériques

- 5 - Alpartir
- 6 - Herrera de los Navarros
- 7 - Berrueco

Partie centrale de la Péninsule Ibérique (Zone Centre Ibérique)

C : Zone Galaïco - castillane

D : Zone Est-lusitanienne-alcudienne

- 8 - Valongo
- 9 - Penacova (synclinal de Buçaco)
- 10 - Serpins (synclinal de Buçaco)
- 11 - Mirabel (Nord de Cáceres)
- 12 - Sierra de San Pedro
- 13 - Embalse de Cijara
- 14 - Solana del Pino (Sud de Puertollano)
- 15 - San Lorenzo de Calatrava (Sud de Puertollano)
- 16 - Despeñaperros
- 17 - Aldeaquemada (Cimbarra)

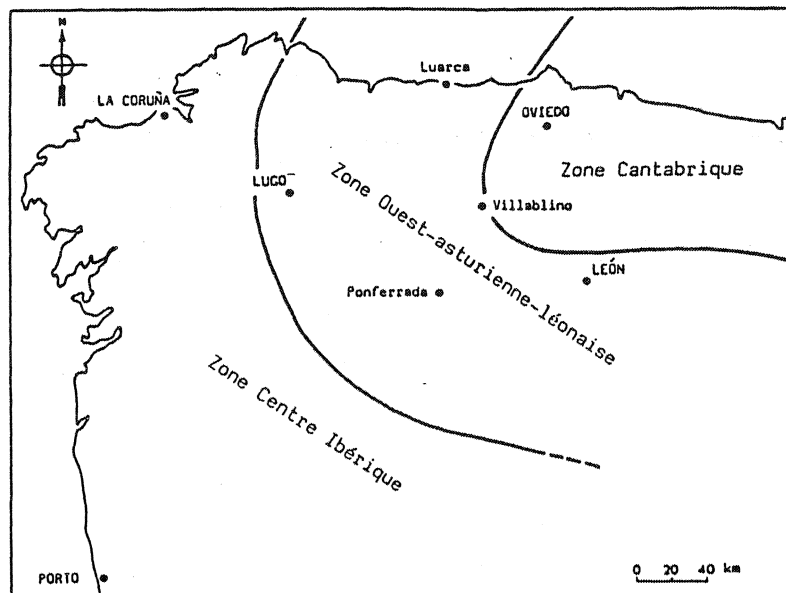


Fig.11 : Zones structurales du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique

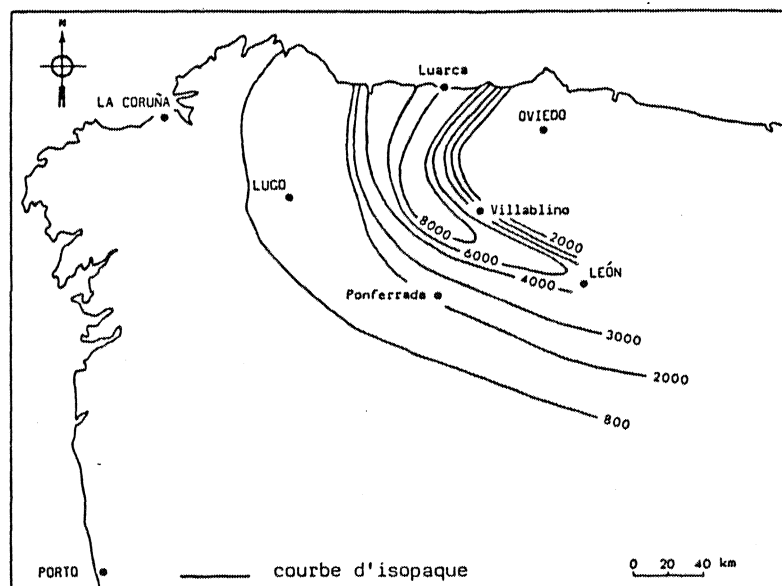


Fig.12 : Carte en isopaques pour la Série de Cabos (modifié d'après Matte, 1968).

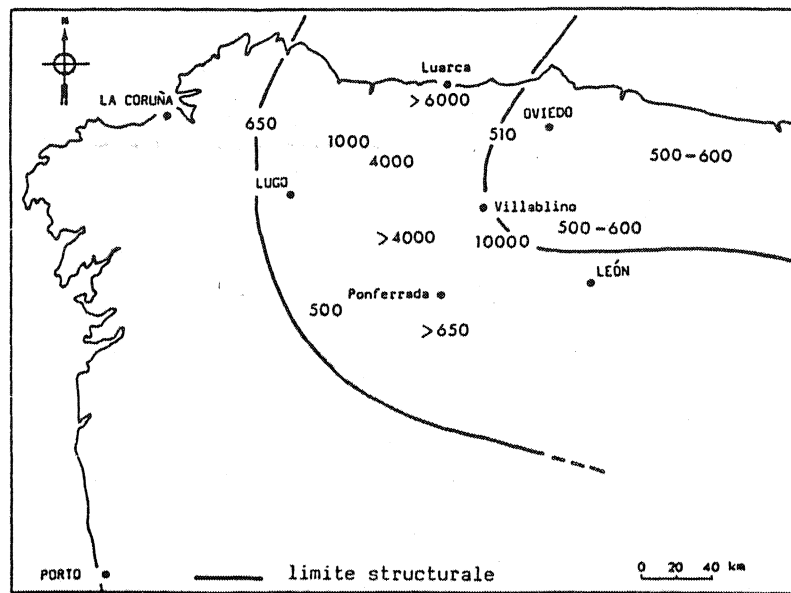


Fig.13 : Puissances exprimées en mètres de la Série de Cabos (D'après Walter, 1977)

Les données de Walter (1977) sont présentées sur la figure 13.

Les puissances maximales de sédiments se superposent aux zones les plus épaisses de la carte en isopaques de Matte, ce qui confirme l'existence d'un sillon puissant. La sédimentation semble par contre avoir été beaucoup moins importante sur la Zone Cantabrique (500-600m), ainsi que sur le flanc occidental de la Zone Ouest-asturienne-léonaise.

Il est possible que cette puissance maximale, observée sur la coupe du Sil entre Villablino et Ponferrada (42 à 53km) (Matte, 1968 ; Walter, 1977), ne soit qu'apparente. Bien que la subsidence ait été certainement très importante dans cette région, il ne faut pas toutefois exclure l'hypothèse d'un surépaissement d'origine tectonique (Pérez-Estaun, 1974).

Les colonnes stratigraphiques de la figure 14 (Baldwin, 1977) illustrent là encore la différence évidente du taux de subsidence existant entre les deux zones structurales mentionnées.

En ce qui concerne plus particulièrement le Grès Armoricaïn et ses équivalents, des difficultés apparaissent.

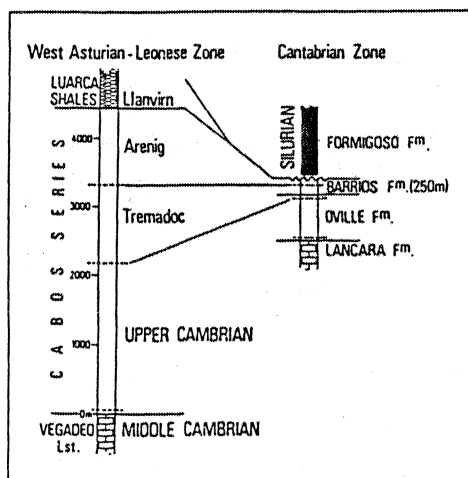


Fig.14 : Corrélations ichnostratigraphiques entre la Zone Cantabrique et la Zone Ouest-asturienne-léonaise (D'après Baldwin, 1977).

En effet, la Série de Cabos ne présente pas clairement à son sommet un ensemble gréseux bien individualisé du reste de la série, pouvant correspondre au faciès typique du "Grès Armoricaïn".

On pourrait envisager de comparer dans différentes régions l'ensemble du détritisme d'âge Paléozoïque inférieur (Cambrien moyen à Arenig). Si l'on veut ainsi prendre en compte l'ensemble du détritisme représenté par la Série de Cabos, il faudra alors tenir compte, dans les autres régions, des formations équivalentes à l'ensemble de cette série (ex : "Grès Armoricaïn").

et Formation d'Oville, pour la Zone Cantabrique ; "Grès-Armoricain" et Série Ibérique, pour la Celtibérie...).

Toutefois, le faciès "Grès Armoricain" apparaissant, à l'échelle de l'Europe du Sud-Ouest, comme le résultat d'un phénomène sédimentaire bien particulier, on peut ne prendre en compte que la partie supérieure de la Série de Cabos, considérée comme l'équivalent de la Formation de Barrios (ou Formation du Grès Armoricain).

Le problème est alors de placer la limite inférieure du faciès "Grès Armoricain" dans cette Série de Cabos. Selon Bege (1970), une coupure lithologique est envisageable et pour cet auteur, la partie sommitale, composée de grès en bancs massifs, représente l'équivalent du "Grès Armoricain" (cf. Fig.15 : puissance maximale supérieure à 600m).

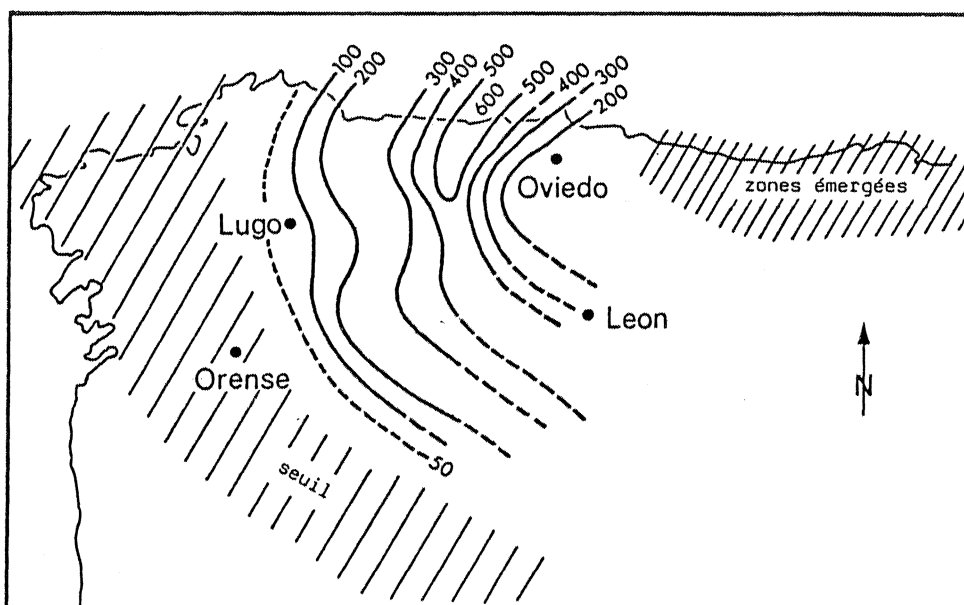


Fig.15 : Carte en isopaches de la Formation du Grès Armoricain pour le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. (d'après Bege, 1970) (puissances exprimées en mètres).

Marcos (1973) subdivise, lui aussi, la Série de Cabos en fonction de la lithologie :

- un membre inférieur principalement constitué par des quartzites blancs et verts avec des intercalations de pélites vertes ou grises (800-1000m).
- un membre moyen formé par une alternance de grès et pélites gris avec des niveaux finement lités (2000 à 1600m).
- un membre supérieur constitué essentiellement par des quartzites blancs.

Son épaisseur est maximale à l'Est (1800m) et diminue progressivement vers l'Ouest (800m : Anticlinal de Villayon), elle est de 400m dans la partie septentrionale de l'Anticlinal de San Martin et environ de 50m dans les zones centrale et méridionale de ce même anticlinal (cf. Marcos, 1973, Fig.9). Ce membre supérieur serait l'équivalent de la Formation de Barrios pour la Zone Cantabrique.

Selon Baldwin (1977), il est possible d'utiliser une coupure biostratigraphique fondée sur les traces fossiles (Fig.14). Le Trémadoc et l'Arenig, qui correspondent approximativement à la Formation de Barrios, ont une puissance de l'ordre de 600m et 1100m respectivement (Fig.14).

Cependant au regard de la colonne lithologique présentée sur la figure 16 (Baldwin, 1975), il ne semble pas y avoir, vers le sommet de la Série de Cabos, d'unité lithologique se distinguant par son aspect massif, le contraire semblant même plus évident. Il apparaît, dans ces conditions, difficile d'adopter la proposition de Bege. Par contre celle de Marcos est plus satisfaisante. Il semble, en effet, y avoir une bonne corrélation de puissance entre les subdivisions réalisées à partir des traces fossiles (Baldwin, 1977) et celles faites sur la lithologie selon Marcos (1973).

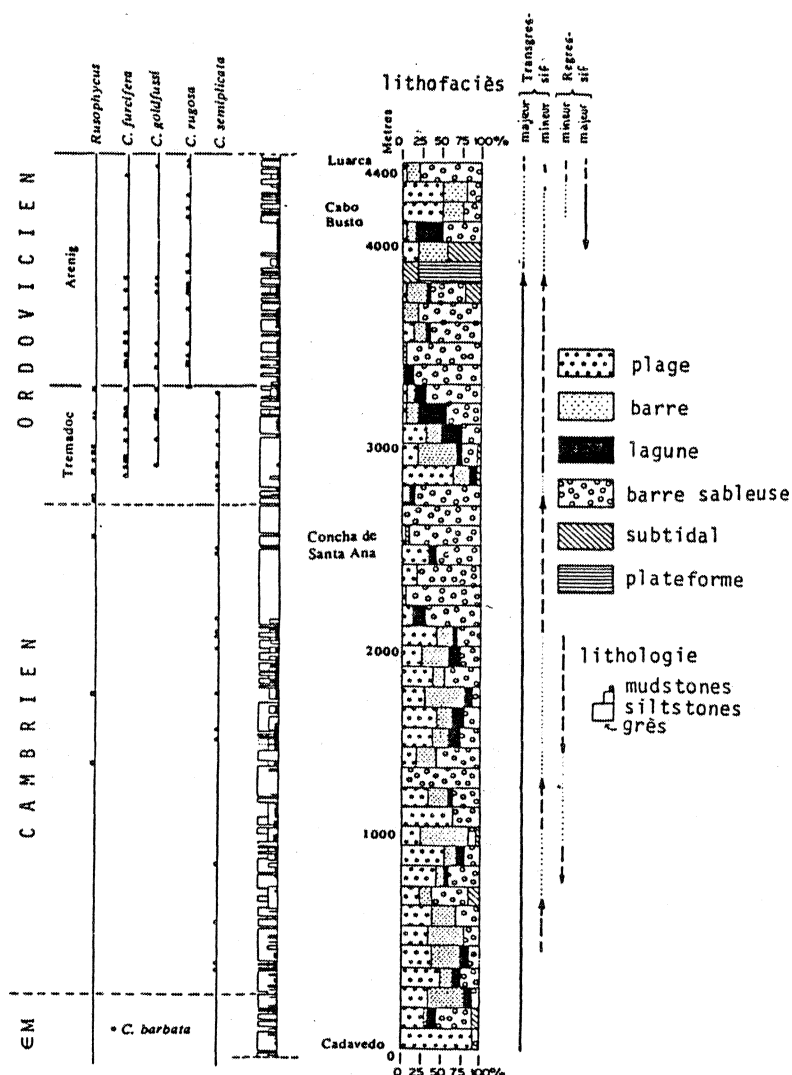


Fig.16 : Colonne stratigraphique de la Série de Cabos
Coupe de Cabos de Busco (Luarca)(d'après
Baldwin (1975)).

En accord avec les datations de Baldwin et les subdivisions de Marcos, l'équivalent dans le temps des 250 à 300m de sédiments que représente la Formation de Barrios (attribuée par Baldwin à du Trémadoc et à de l'Arenig), serait représenté par environ 1700 à 2000m de sédiments au sein de la Série de Cabos, soit six fois plus (cf. Marcos, 1973, Fig.9).

Quelle que soit l'incertitude sur le problème évoqué ci-dessus, l'existence d'un sillon plus subsident, localisé sur le flanc oriental de la Zone Ouest-asturienne-léonaise, reste néanmoins indubitable, au Cambrien et à l'Ordovicien inférieur (Färber et Jaritz, 1964 ; Julivert et al., 1972 ; Marcos, 1973 ; Pérez-Estaun, 1974 ; Baldwin, 1975 et 1976 ; Hammann et al., 1982 ; Zamarreño, 1983 ; Julivert et Truyols in Comba et al., 1983).

Les observations de terrain réalisées sur trois des quatre sites étudiés dans cette région, tendent à confirmer les résultats extraits de la bibliographie exposés ci-dessus :

- Sierra de Quiroga (Ouest de Ponferrada) : puissance indéterminée en raison de la déformation importante affectant la série paléozoïque,
- Coupe du Sil* (route entre Ponferrada et Villablino) :
 - . au kilomètre 53 : base de la Série de Cabos
 - . au kilomètre 42 : sommet de la Série de Cabos (bancs de quartzite blanc)

La direction des strates étant perpendiculaire à l'axe de la route et le pendage étant subvertical, la puissance apparente est de l'ordre de 10000m. Il est cependant possible qu'elle soit moindre en réalité, en raison de la tectonique. Il n'en demeure pas moins que la sédimentation a certainement été très puissante dans ce secteur.

- Coupe de Cabo de Busco (région de Luarca) : la puissance apparente est également très impressionnante. La valeur proposée par Baldwin (4500m) semble tout à fait justifiée.
- Coupe de Barrios de Luna (Zone Cantabrique) (Nord-Ouest de Léon) : puissance mesurée pour la Formation du Grès Armoricaïn (ou Formation de Barrios) : 315m (301m d'après Van Den Bosch, 1969).

Quelques données supplémentaires concernant la puissance de la Formation du Grès Armoricaïn ou de ses équivalents, pour le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, ont été relevées dans la bibliographie (Tabl.4), (cf. Fig.17).

* - Une étude relative à la composition du cortège de minéraux lourds, réalisée sur l'ensemble de la Série de Cabos, ne permet pas d'effectuer des subdivisions stratigraphiques.

REGIONS	AUTEURS	PUISSANCES exprimées en mètres
. Zone Cantabrique	Matte, 1968	200 à 500m
. Zone Ouest-asturienne-léonaise		
- entre Mondon et Becerreá (flanc nord du dôme de Lugo-Villalba)		100 à 200m
- Sierra de Caurel (Ouest de Ponferrada)		50 à 250m
- Synclinal du Sil (Sud-Ouest de Ponferrada)		150m
- Anticlinal de Sanabria Synclinal de Tauchas (Sud de Ponferrada)		250m
. Zone Ouest-asturienne-léonaise	Capdevila, 1969	
- Dôme de Lugo		200m
- Ouest de Lugo		40m
. Zone Ouest-asturienne-léonaise	Martinez Garcia, 1973	
- Sanabria (Sud de Ponferrada)		30 à 50m
. Zone Ouest-asturienne-léonaise	Hammann et al., 1982	
- Sanabria (Sud de Ponferrada)		200m
- extrémité Nord-Ouest de la Zone Ouest-asturienne-léonaise		200m
. Zone Ouest-asturienne-léonaise	Julivert et Truyols, 1983	
- Est de l'antiforme de Narcea		500m

Tabl.4 : Liste de données bibliographiques complémentaires concernant la puissance du "Grès Armoricaín" du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique.

a-2. Zone Centre Ibérique

. Zone Est-lusitanienne-alcudienne : région portugaise (cf. Fig.1)

Une carte en isopaques, pour la Formation du Grès Armoricaín des régions centre et nord portugaises, a récemment été publiée par Romano (1982) dans une synthèse biostratigraphique sur l'Ordovicien du Portugal (Fig.18).

Pour cet auteur, la configuration des contours des isopaques suggère l'existence de sillons et de rides, avec des vitesses de sédimentation et de subsidence différentes. Cependant, la tranche d'eau semble avoir été relativement constante sur toute cette région. Ces sillons et rides, actuellement orientés selon une direction Nord-Ouest Sud-Est, ont vraisemblablement été contrôlés par des rejeux de failles anciennes (Romano, 1982).

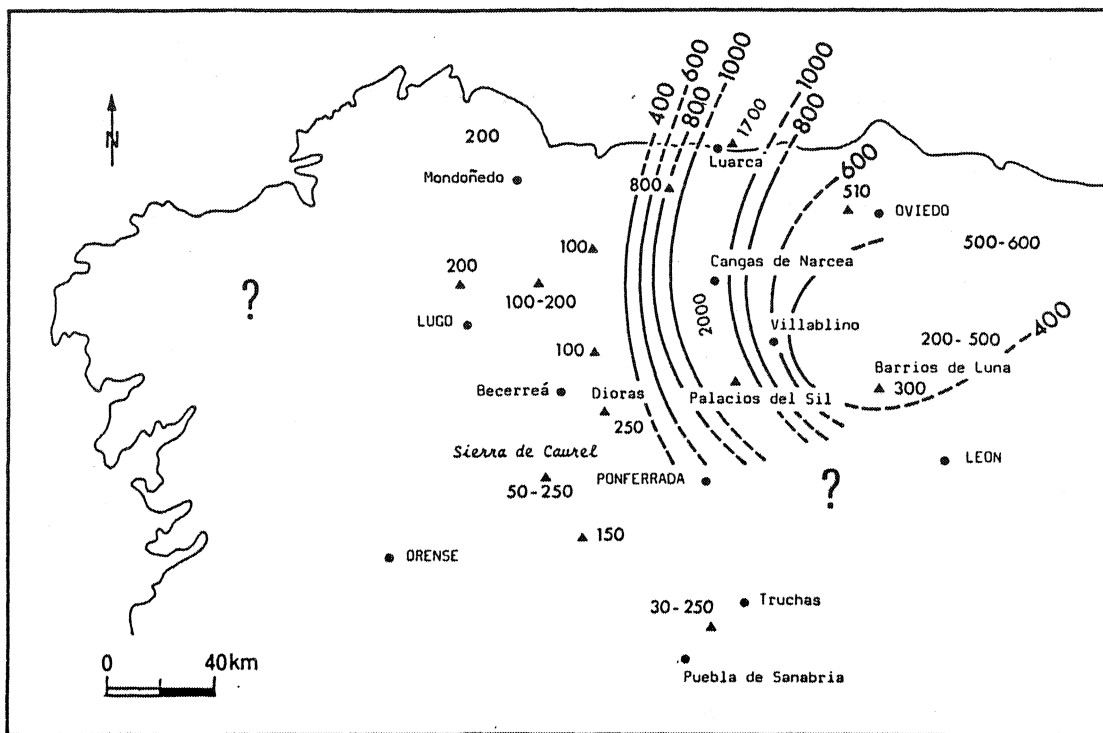


Fig.17 : Carte en isopaques du "Grès Armoricaïn" pour les Zones Cantabriques et Ouest-asturienne-léonaise (puissances exprimées en mètres).

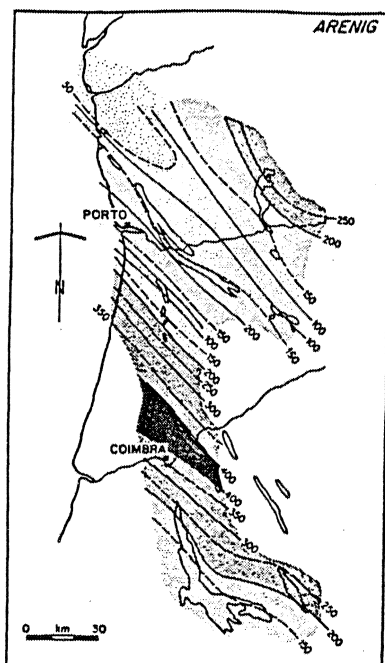


Fig.18 : Isopaques de la Formation du Grès Armoricain pour les régions centre et nord portugaises (puissances exprimées en mètres) (d'après Romano, 1982).

Les observations de terrain faites dans le Synclinal de Buçaco (20km à l'Est de Coimbra) (coupe de Penacova et coupe au Nord-Est de Serpins) rejoignent les résultats de Delgado (1908) et Paris (1981). Au moins pour la coupe de Mondogo, la Formation du Grès Armoricain (s.s) excède largement 400m de puissance (environ 600m), ce qui n'apparaît pas clairement sur la carte de Romano présentée (cf. ci-contre figure 18).

Pour les mêmes raisons que celles émises précédemment (cf. isopaques sur le Massif Armoricain), il convient de prendre en compte la puissance de la Formation de Sarnelha, directement sous-jacente en concordance, et équivalente à la Formation de Pont-Réan pour le Massif Armoricain. Ainsi l'ensemble des sédiments détritiques gréseux à passées microconglomératiques à la base, qui regroupe la Formation de Sarnelha (lorsqu'elle est présente) et la Formation du Grès Armoricain, mesure environ 800m d'épaisseur.

. Zone Est-lusitanienne-alcudienne : région espagnole (cf. Fig.1 et 20).

En dehors des travaux de Bege (1970) (Fig.19), aucune carte des isopaques de la Formation du Grès Armoricain n'a été réalisée pour cette région. Les données tirées de la bibliographie sont donc ponctuelles, souvent imprécises et parfois même incohérentes (cf. Martin Escorza, 1977; Julivert et Truyols in Comba et al., 1983). Les observations sur le terrain, effectuées sur quelques sites, sont elles-mêmes imprécises en raison des mauvais affleurements (zones à éboulis très répandues : cf. Bouyx, 1970).

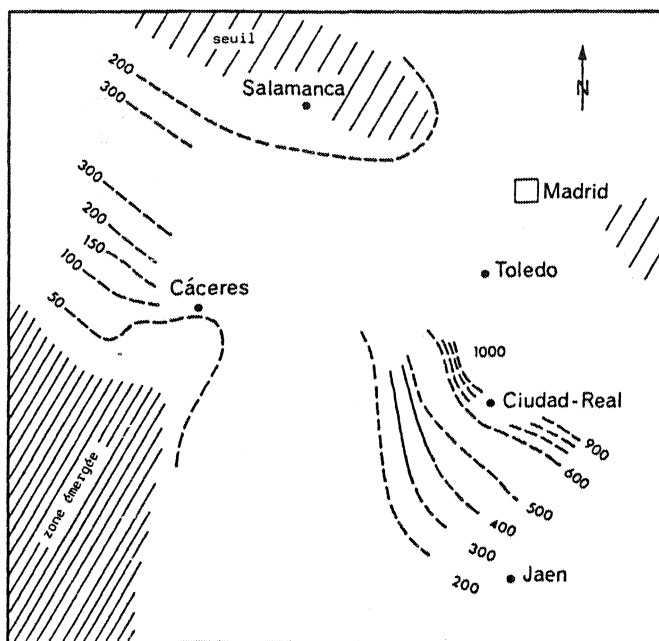


Fig.19 : Carte en isopaques de la Formation du Grès Armoricain pour les régions centre-ibériques (d'après Bege, 1970) (puissances exprimées en mètres).

Le tableau 5 représente une liste de données bibliographiques et de terrain. Les figures suivantes (Fig.21 et Fig.22) sont des cartes en isopaques extrapolées à partir de cet ensemble de données, et limitées au Sud par la faille Porto-Badajoz-Cordoue (cf. Lefort et Ribeiro, 1980).

La configuration des courbes en isopaques de l'ensemble des sédiments compris entre la discordance de base sur le Cambrien et/ou le Précambrien et les "Schistes à Calymènes" (Fig.21), suggère l'existence d'un axe fortement subsident (puissance supérieure à 600 et même 800m), orienté selon une direction Nord-Ouest Sud-Est et passant approximativement par Guadalupe et Ciudad Real.

Plus au Sud (région de Cáceres), un domaine à moindre puissance (inférieure à 100m) s'individualise clairement (Fig. 21).

Ces mêmes zones, caractérisées par des fortes et faibles épaisseurs de sédiments, sont également visibles pour la seule Formation du Grès Armoricaïn (Fig.22). Les formations de base ne sont donc pas, à elles seules, responsables des différences de puissances observées. En plus d'un comblement topographique probable, il faut admettre ici encore, l'intervention d'un phénomène de subsidence, fortement différentiel, déjà visible lors du dépôt des formations de base et encore actif pendant la sédimentation du "Grès Armoricaïn".

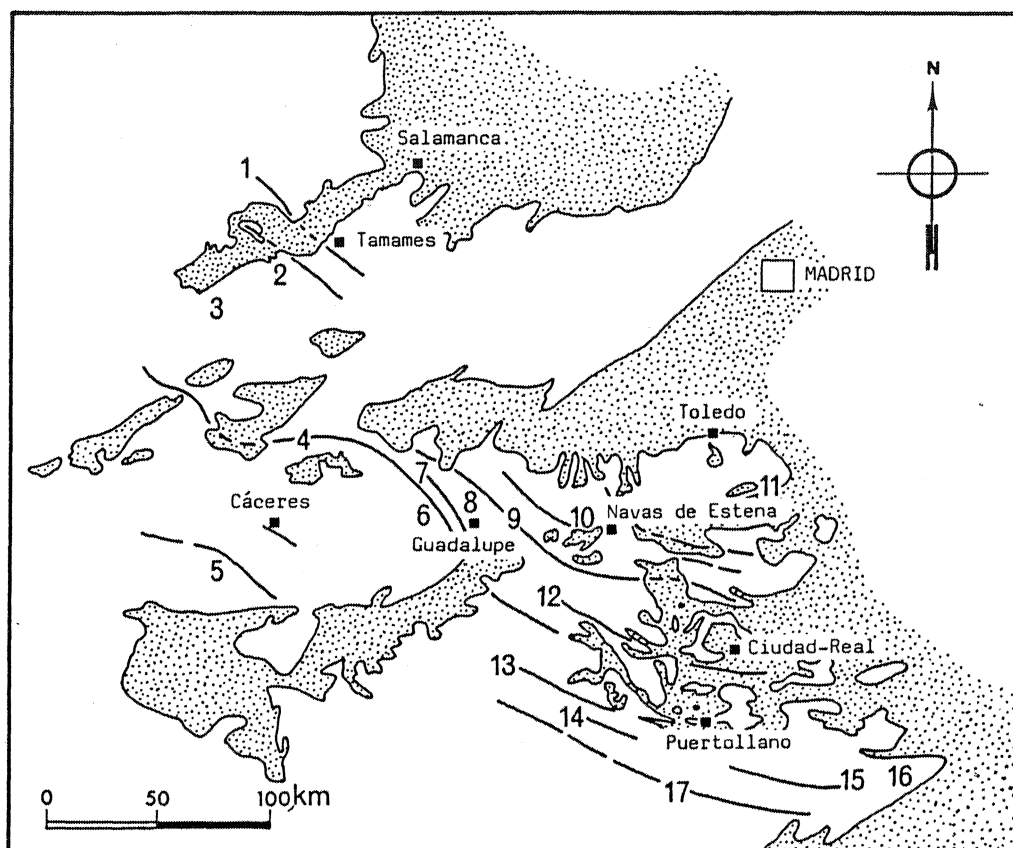


Figure 20 : Carte de localisation des principales structures paléozoïques de la Zone Centre Ibérique orientale et centrale.

LEGENDE



Terrains post-hercyniens



Terrains hercyniens et ante-hercyniens



Synclinaux et anticlinaux

- 1- Synclinal de Tamames
- 2- Sierra de Francia
- 3- Sierra de Gata
- 4- Synclinal de Coria-Rio Tajo
- 5- Sierra de San Pedro
- 6- Synclinal de Santa Lucía
- 7- Synclinal de Río Viejas
- 8- Anticlinal de Ibor
- 9- Synclinal de Guadarranque
- 10- Synclinal de Navas Estena
- 11- Sierra de los Yébenes
- 12- Synclinal de Puebla de Don Rodrigo
- 13- Synclinal d'Almadén
- 14- Anticlinal de l'Alcudia
- 15- Despeñaperros
- 16- Aldequemada
- 17- Synclinal de San Benito (Sierra Madrona)

(d'après Julivert et Truyols , 1983)

REGIONS	AUTEURS	SERIE DETRITIQUE DE BASE "série Pourpre" et/ou "Conglomérat de base"	"GRÈS ARMORICAIN" s.s.	SERIE DE TRANSITION ou "Strates Pochico"	TOTAL exprimé en mètres
REGION DE SALAMANCA					
- Synclinal de Tanamas	Bege 1970 Rôiz 1972 Rôiz 1975		200-300m 20(?) à 600m 350m		200-300m 20(?) à 600m 350m
. flanc Nord	Diez Balda 1982		300m		300m
. flanc Sud	Diez Balda 1982 Hamann et al. 1982 Jullivert et Truyols 1983		600m 400m 150-250m		600m 400m 150-250m
- Sierra de Francia	Rôiz 1975		600m		600m
- Sierra de Gata	Rôiz 1975		600m		600m
REGION DE CACERES					
- Synclinal de Coria-Rio Tago	Schmidt 1957	100 à 250m (conglomérat)	200-250m		300 à 500m
- Sierra de San Pedro . partie occidentale	Kelch 1957	Conglomérat : à l'Ouest : 50-35m à l'Est : 20-25m	à l'Ouest : 60m à l'Est : 15m		à l'Ouest : 100m à l'Est : 40m
. partie orientale	Bochmann 1956	conglomérat : 10-70m	15-50m		25 à 120m
REGION DE GUADALUPE					
	Hamann et al. 1982 Höfges et al. 1982		400m 250-400m		400m 250-400m
- Synclinal de Rio Viejas	Altebkumer et al. 1982	100m	475m	100-120m	700m
- Synclinal de Santa Lucia	Altebkumer et al. 1982	100m	200m	au Nord : 25-30m au Sud : 100-120m	Nord : 350-400m Sud : 400m
- Synclinal de Guadarranque	Bege 1970		300m		300m
. SE du synclinal : Cijera	Moreno et al. 1976 Noblet (ce volume)	?	450m	?	700m 450m
. SW du synclinal	Ballestra et al. 1982	?	250m	120-150m	400m
- Anticlinal de Iber	Cuvellier et al. 1982	500-700m	250m	125m	900 à 1100m
MONTES DE TOLEDO	Hamann et al. 1982		250-350m		250-350m
- Synclinal de Navas de Estena					
. flanc sud (Navas de Estena)	San Jose Lancha et al. 1974 Moreno et al. 1976	450m 700m	300m 400m	125m 100m	800-900m 1200m
. flanc nord (San Pablo)	San Jose Lancha 1969	?	250m	?	500-600m
- Sierra de Los Yabenes	Merten 1955	au Sud : 600m au Nord : conglomérats 500-800m schistes 700m	450-500m 450-500		1000-1100m 1700-2200m ?
	Bege 1970	conglomérats schistes 600m	Uberer Quarzit 400		1000m
SUD DES MONTES DE TOLEDO					
- CALATRAVA -					
- Nord de Ciudad-Real (La Fuencaliente)	Heggen 1956 Jullivert et Truyols 1983	conglomérats et schistes 800m conglomérats 300m	350m 500m		1200m 800m
- Synclinal de Puebla de Don Rodrigo	Machens 1954	conglomérats 380m	700 à 750m	100 à 200m	1260 à 1330m
. (Corral de Calatrava)	Bege 1970	100-200m	900m		1000m
. (Rio Guadiana)					
SIERRA MORENA (partie septentrionale)					
- Aldequemada	Poupon 1967 et 1971 Noblet ce volume			55-60m 50m	
- Despenaperros	Tamsin 1972	100-200m	500m	50-60m	700m
- Anticlinal de l'Alcudia	Bouys 1970 Noblet ce volume	100 conglomérats 150m	600-650m 500-600m	150m ?	900m 700-800m
- Sierra Madrona (Fuencaliente)	Hedlin 1955 Bege 1970		350 à 510m 400 à 500m	120-150m 120-150	510 à 660m 500-650
- Sud d'Almaden	Bege 1970		150m		150m ?

Tabl.5 : Liste des données bibliographiques (y compris quelques données de terrain) concernant la puissance du "Grès Armoricaïn" (s.s et s.l) pour la Zone Ibérique orientale et centrale.

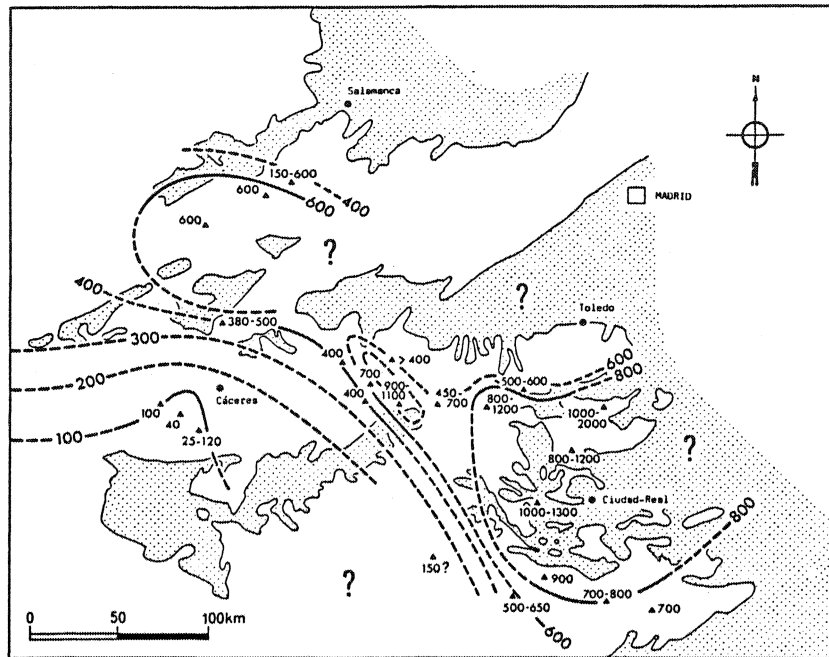


Fig.21 : Carte en isopaques des formations suivantes :
 . alternances supérieures ou "Strates Pochico"
 . "Grès Armoricaïn" s.s.
 . formation détritiques de base (conglomérats, grès, pélites)

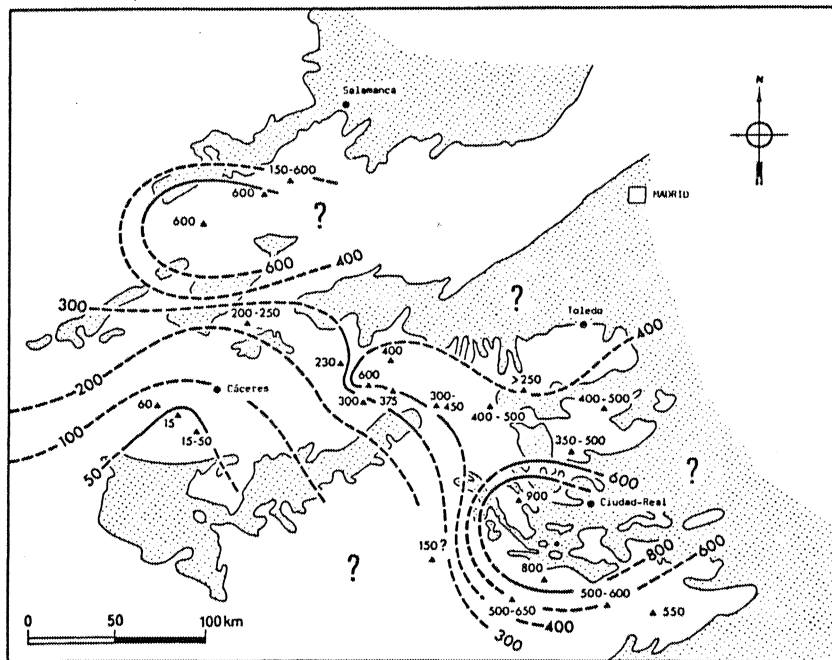


Fig.22 : Carte en isopaques de la Formation du Grès Armoricaïn (y compris les alternances supérieures ou "Strates Pochico").

terrains post-hercyniens
 terrains hercyniens et anté-hercyniens
 courbes isopaques (en mètres)

a-3. Régions situées au Nord-Est de la Péninsule Ibérique (Fig.23)
(Sierra de Guadarrama et Chaînes Celtibériques)

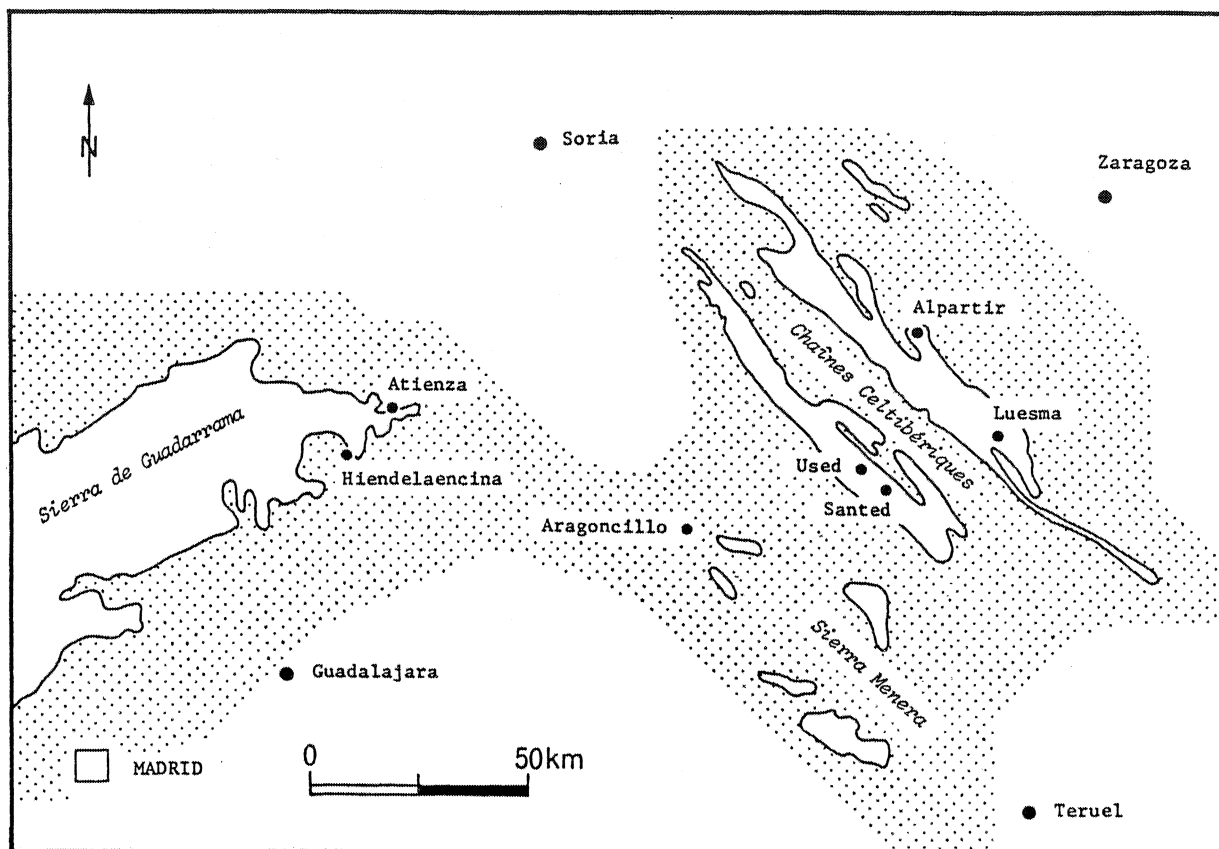


Fig.23 : Localisation géographique des Chaînes Celtibériques, de la Sierra de Guadarrama et de la Sierra Menera.

La Formation du Grès Armoricaïn (ou ses équivalents : Quartzite de l'Alto Rey et Formation de la Cuarcita Armoricana) est représentée par trois membres lithologiques dans la branche orientale des Chaînes Celtibériques par cinq membres dans la branche occidentale, et enfin par une seule unité quartzitique dans la Sierra de Guadarrama. Les puissances énumérées sur le tableau 6, correspondent à la totalité des formations concernées, sans tenir compte de ces subdivisions lithologiques.

Les isopaques de la figure 24, mettent en évidence un gradient croissant d'épaississement des sédiments du Nord-Est vers le Sud-Ouest. En effet, seule l'extrémité Sud-orientale des Chaînes Celtibériques montre une puissance plus importante, en liaison avec le régime différentiel de la subsidence.

REGIONS	AUTEURS	PUISSANCES exprimées en mètres
. Sierra de Guadarrama ° partie orientale - Hiendelaencina - Atienza - Atienza - Hiendelaencina ° partie centrale ° Sierra dans son ensemble	- Schäfer, 1969 - Bege, 1970* - Soërs, 1972 - Julivert et Truyols in Comba et al. 1983 - Bischoff et al., 1973 - Hammann et al., 1982	100 à 200m 700m dont 100 à 120m de quartzites supérieurs correspondant aux quart- zites de l'Alto Rey. 70 à 100m 50 à 300m 100m 80 à 130m
. Chafnes Celtibériques ° branche occidentale - Sierra de Aragoncillo - Santed-Used - Sierra Menara (Nord Ouest de Teruel) - ensemble de la branche oc- cidentale ° branche orientale - partie méridionale (Luesma) ° partie septentrionale (Alpartir)	- Schäfer in Bege, 1970 - Bege, 1970 - Bege, 1970 - Bege, 1970 - Hammann, 1976 - Bege, 1970 - Carls, 1975 - Hammann et al., 19 - Wolf, 1980 - Hammann et al., 1982 - Noblet et Villas (ce volume) - Villas, 1980	250 à 300m 400m 350m 400m 300m 600m 600m 600m 450 à 650m 600m 500m 280m

Tabl.6 : Liste des données bibliographiques et des données de terrain concernant la puissance de la Formation du Grès Armoricaïn pour le Nord-Est de la Péninsule Ibérique

* Atienza : Sierra de Guadarrama : Bege, (1970) prend en compte toute la Série située entre la discordance avec le Précambrien et les "Schistes à Calymènes" (ensemble composé d'alternances de microconglomérats, grès et pelites couronnés par une masse quartzitique). Ces sédiments correspondent latéralement à la Série de Cabos (Zone Ouest-asturienne-léonaise) dont ce même auteur ne tient pas compte dans son ensemble (Fig.15). De même que pour la Zone Cantabrique, il convient de considérer comme équivalent à la Formation du Grès Armoricaïn, les quartzites supérieurs (Formation de Barrios pour la Zone Cantabrique, "Oberer Quartzite" selon Bege pour la Sierra de Guadarrama). Ce niveau supérieur, puissant dans la région d'Atienza de 100 à 120m (Bege, 1970), est aussi appelé "Quartzite de l'Alto Rey" et considéré par beaucoup d'autres auteurs comme équivalent au "Grès Armoricaïn" (Schäfer, 1969 ; Soërs, 1972 ; Bischoff et al., 1973 ; Hammann et al., 1982).

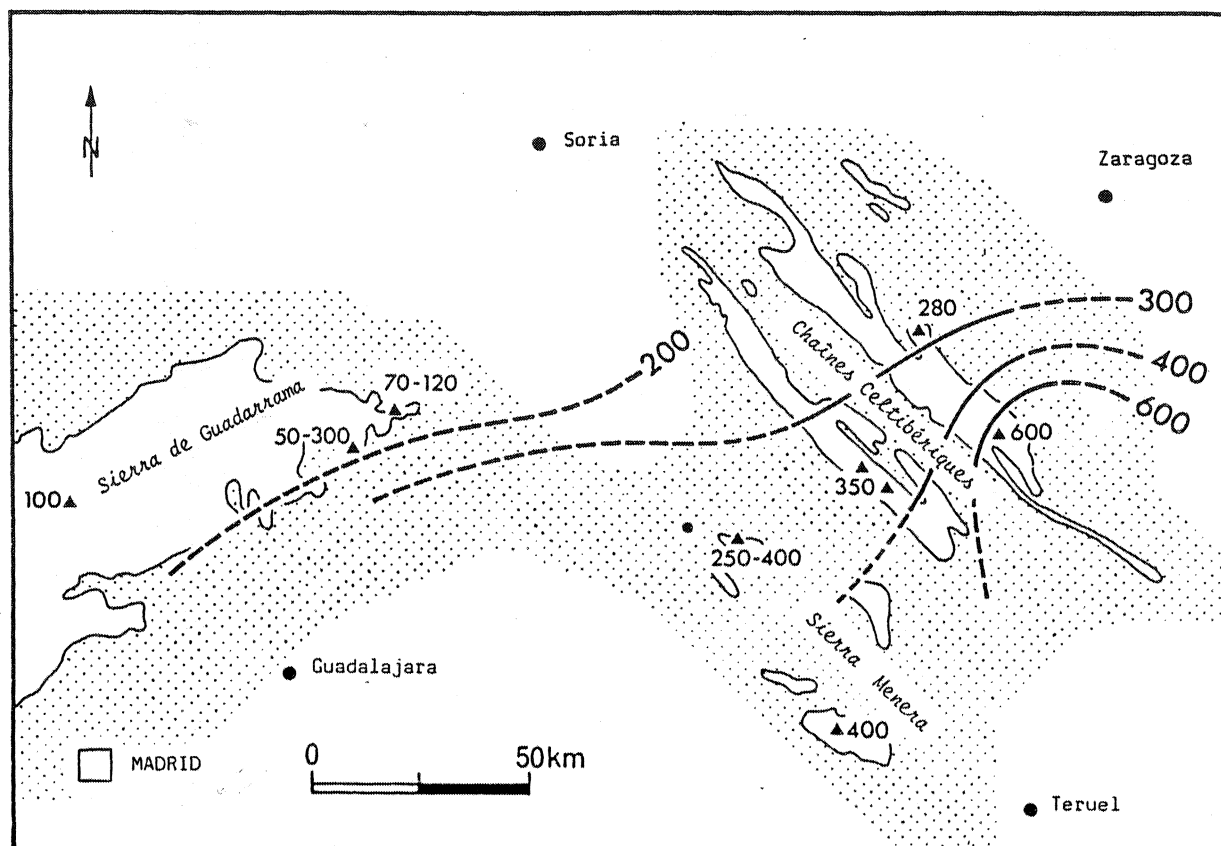


Fig.24 : Carte en isopaques de la Formation du Grès Armoricaïn pour les Chaînes Celtibériques et la Sierra de Guadarrama) (puissances exprimées en mètres).

b - Analyse des isopaques à l'échelle de la Péninsule Ibérique (Fig.25)

A l'échelle de la Péninsule Ibérique, la répartition des aires à fortes et à faibles puissances de sédiments s'organise suivant une suite de "sillons" et de "seuils" subparallèles et orientés Nord-Ouest Sud-Est, ce qui est en accord avec les observations de Bege (1970).

Les "sillons", qui représentent ici les zones où la puissance des sédiments est supérieure à 600m environ, sont localisés :

-- au Nord : de l'extrémité septentrionale de la Zone-Ouest-asturienne-léonaise (flanc oriental) aux Chaînes Celtibériques, avec toutefois un seuil médian probable dans la région de la Sierra de Guadarrama.

-- au Sud : de la région de Coïmbra (Synclinal de Buçaco) à la Sierra Morena orientale en passant par les Monts de Guadalupe et de Toledo.

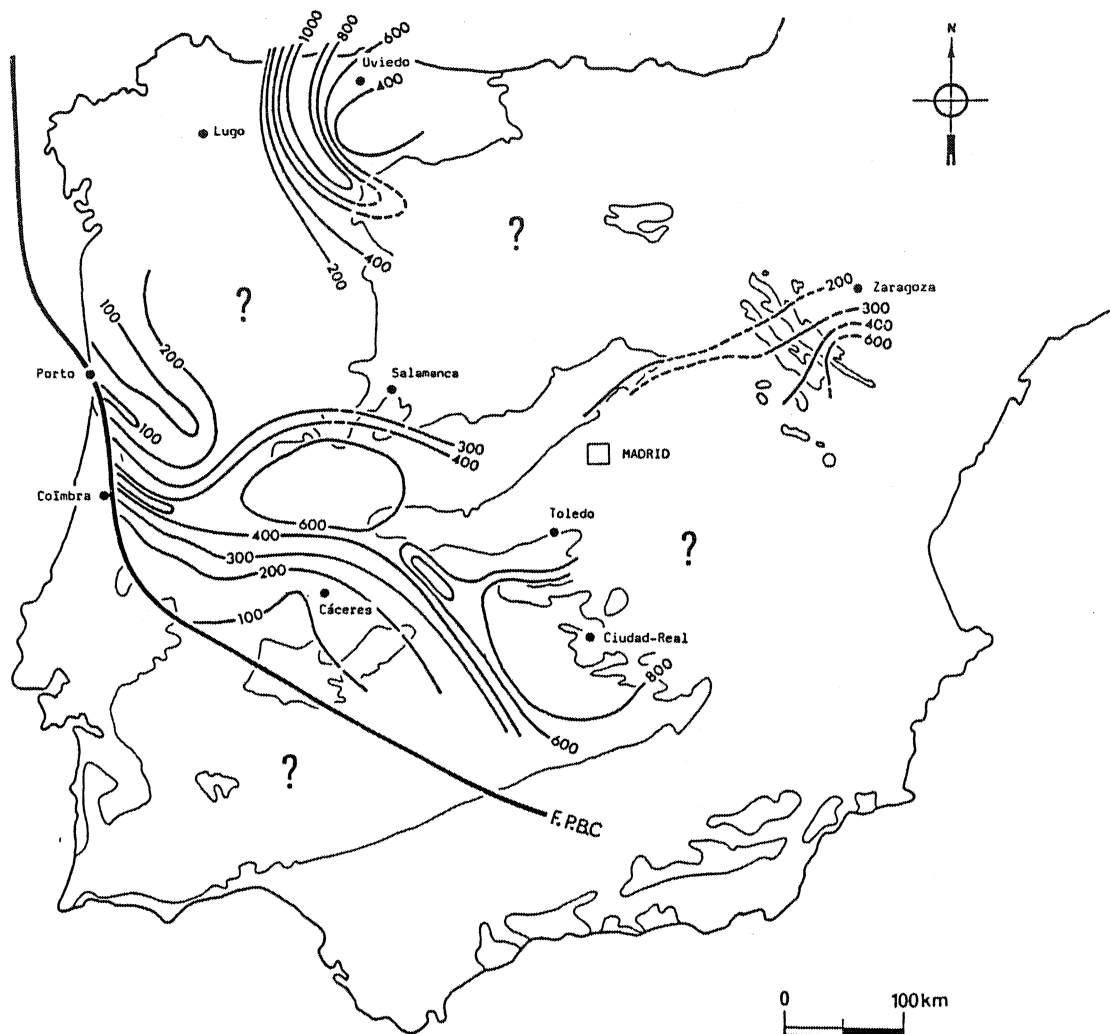


Fig.25 : Isopaches du "Grès Armoricaux" et des formations de base pour l'ensemble de la Péninsule Ibérique (puissances exprimées en mètres). F.P.B.C : Faille Porto-Badajoz-Cordoue.

Les autres régions représentent des "seuils" (puissance de sédiments moindre).

Du Nord au Sud il s'agit de la Zone Cantabrique et de la Zone centre-ibérique (flanc septentrional et flanc méridional : région de Caceres-Badajoz).

Il est possible que dans certains cas, ces "seuils" aient été des zones émergées ou tout

au moins sans sédimentation (ex. : Nord de la Galice : Zone Cantabrique : partie orientale...).

Les régions situées au Sud de la Faille Porto-Badajoz-Cordoue, qui représente actuellement la limite méridionale des affleurements du "Grès Armoricaïn" en Péninsule Ibérique, ont peut-être appartenu à un domaine paléogéographique différent, comme le suggèrent Paris et Robardet (1977).

En conclusion, les mécanismes de subsidence différentielle semblent avoir été contrôlés par une structuration antérieure.

La structure de la Chaîne hercynienne, bien développée sur la Péninsule Ibérique, se superpose à cette structuration ancienne.

5 - Analyse des isopaques de l'Unité II ou Formation des Ajjers du Sahara.

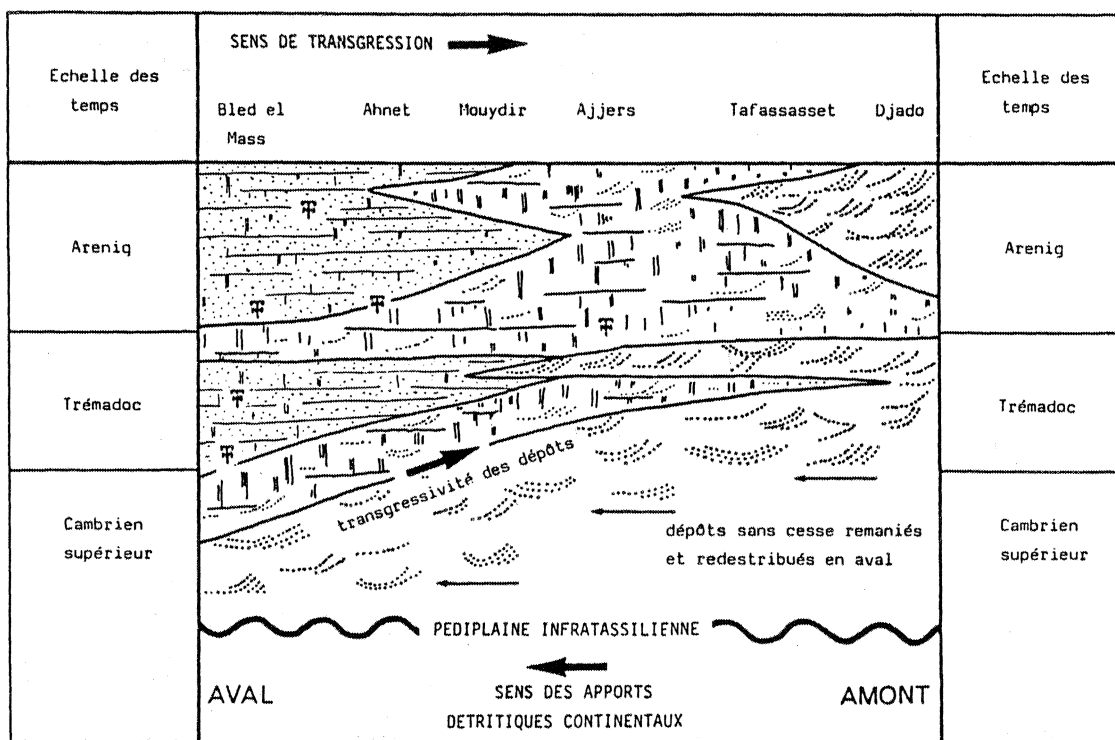
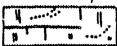


Fig.26 : Schéma synthétique des variations stratigraphiques au sein de la Formation des Ajjers. (simplifié d'après Beuf et al., 1971, Fig.122).

Légende:

-  sédiments marins
-  sédiments mixtes
-  sédiments fluviatiles

Cette unité comprend à la fois des dépôts fluviatiles, marins et "de transition" (faciès mixtes) qui s'organisent dans le temps et dans l'espace suivant une mégaséquence positive (Fig.26).

A l'appui des coupures biostratigraphiques, Legrand (1974) propose une série de cartes en isopaques des sédiments marins (et/ou de transition) d'âge Ordovicien. Seules les quatre premières cartes ont été retenues :

- Trémadoc inférieur (partie inférieure)
- Trémadoc inférieur (partie supérieure)
- Trémadoc supérieur
- Arenig inférieur.

La répartition géographique de ces sédiments au cours du temps confirme leur caractère transgressif du Nord-Ouest vers le Sud-Est c'est à dire depuis les régions septentrionales des bassins nord-Sahariens, jusqu'à la bordure septentrionale du Hoggar (Tassili-N-Ajjer) (Legrand, 1974).

La figure 27 établie à partir d'une superposition des cartes de Legrand, représente les isopaques des sédiments marins (et/ou de transition) de la Formation des Ajjers. Il s'agit donc de valeurs minimales, essentiellement en ce qui concerne les zones les plus méridionales (Tassili-N-Ajjer) où les dépôts d'origine continentale sont relativement plus abondants.

Dans ces conditions, il semble difficile de corréler directement les isopaques des faciès marins (ou en partie de transition) des bassins nord-Sahariens (Fig.27) avec les puissances de l'unité II (prise dans son ensemble) fournies par Beuf et al. (1971, planche 14) pour des régions plus méridionales (ceinture tassilienne), sans connaître les proportions des faciès continentaux et marins (s.l) pour chaque site. L'analyse des isopaques portera donc essentiellement sur la figure 27.

Les zones les plus puissantes du faciès marin (s.l) sont-elles liées à une subsidence différente entre les dépôts d'origine marine et ceux d'origine continentale pour des sites très proches, ou bien sont-elles dues à l'intervention d'une subsidence différentielle affectant l'ensemble de la Formation des Ajjers, comme le suggèrent Beuf et al. (1971) ?

Un exemple pris sur la bordure septentrionale du Hoggar (Tassili-N-Ajjer) permet de faire cette distinction (cf. Fig.28).

En effet, les aires à fortes puissances sont sensiblement identiques pour l'ensemble de la Formation des Ajjers et pour les faciès marins pris séparément (Fig.28 A et B). Ceci confirme l'existence d'une subsidence différentielle active sur la totalité de la formation. Ce phénomène semble avoir été contrôlé par des structures antérieures du socle (Legrand, 1974), dont les plus marquées au travers de la sédimentation apparaissent subméridiennes. La structuration panafricaine, actuellement visible sur le Hoggar, montre en effet une série de bandes méridiennes délimitées par des failles majeures dont les rejeux paléozoïques ont été mis en évidence par Beuf et al. (1971).

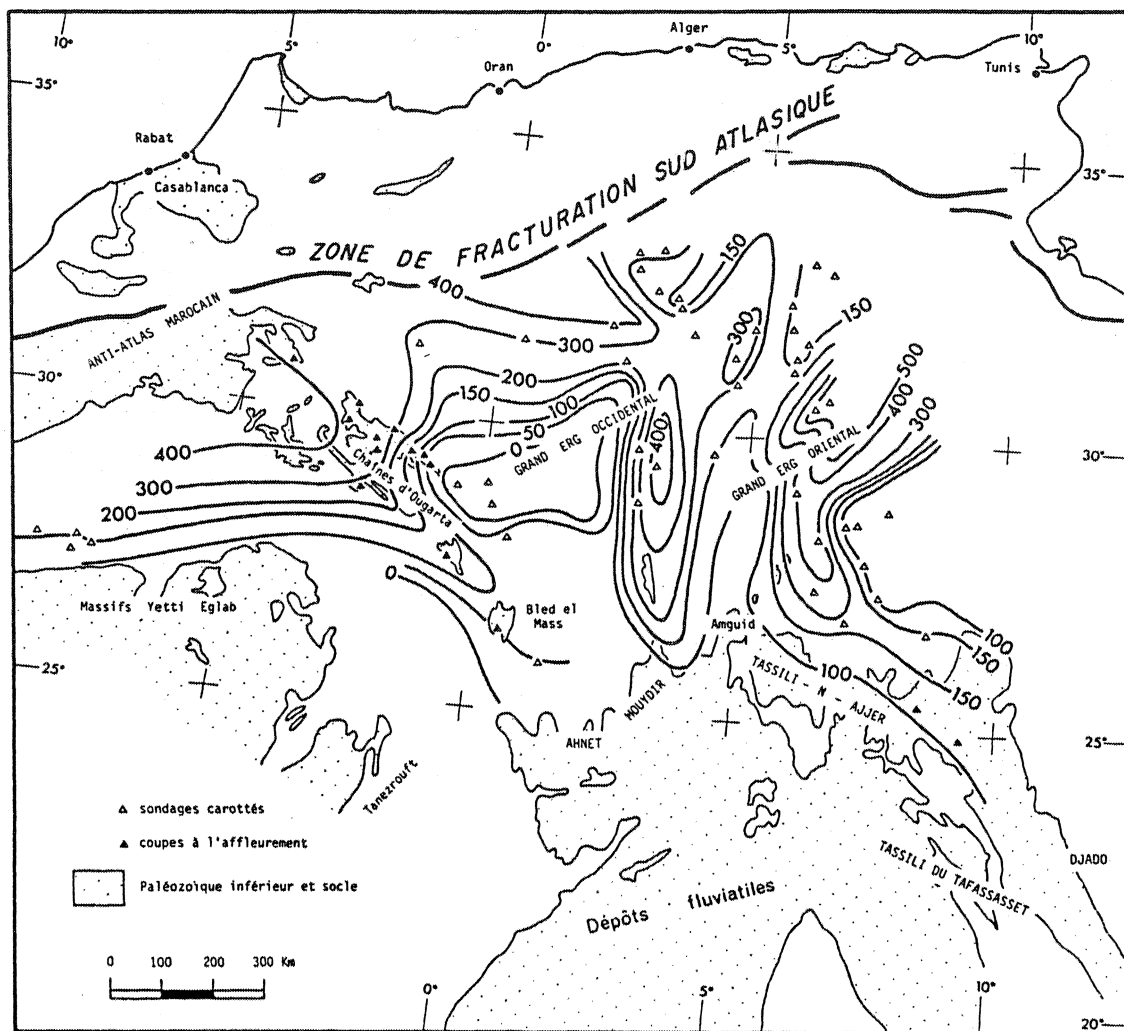


Fig.27 : Carte en isopaques des sédiments marins (et/ou de transition) de la Formation des Ajjers (au sens de Beuf et al., 1971) d'âge Trémadoc inférieur à l'Arenig inférieur (ou moyen) inclus. (puissances exprimées en mètres).
(modifié d'après Legrand (1974) : superposition des cartes représentées par étage stratigraphique).

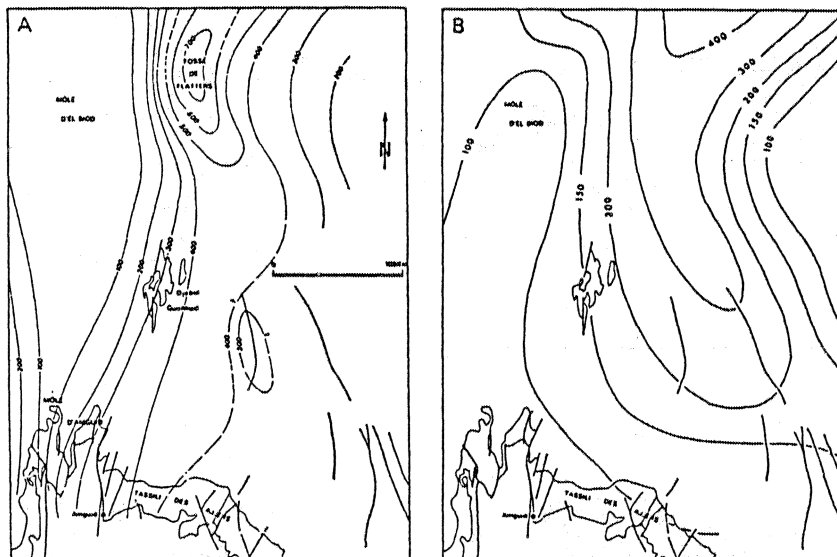


Fig.28 : Comparaison des isopaques de l'ensemble de la Formation des Ajjers (A : d'après Beuf et al., 1971 ; Fig.332) avec ceux des faciès marins de la même formation. (B : modifié d'après Legrand, 1974) (puissances exprimées en mètres).

6 - Analyse des isopaques sur l'ensemble des régions étudiées (Fig.29).

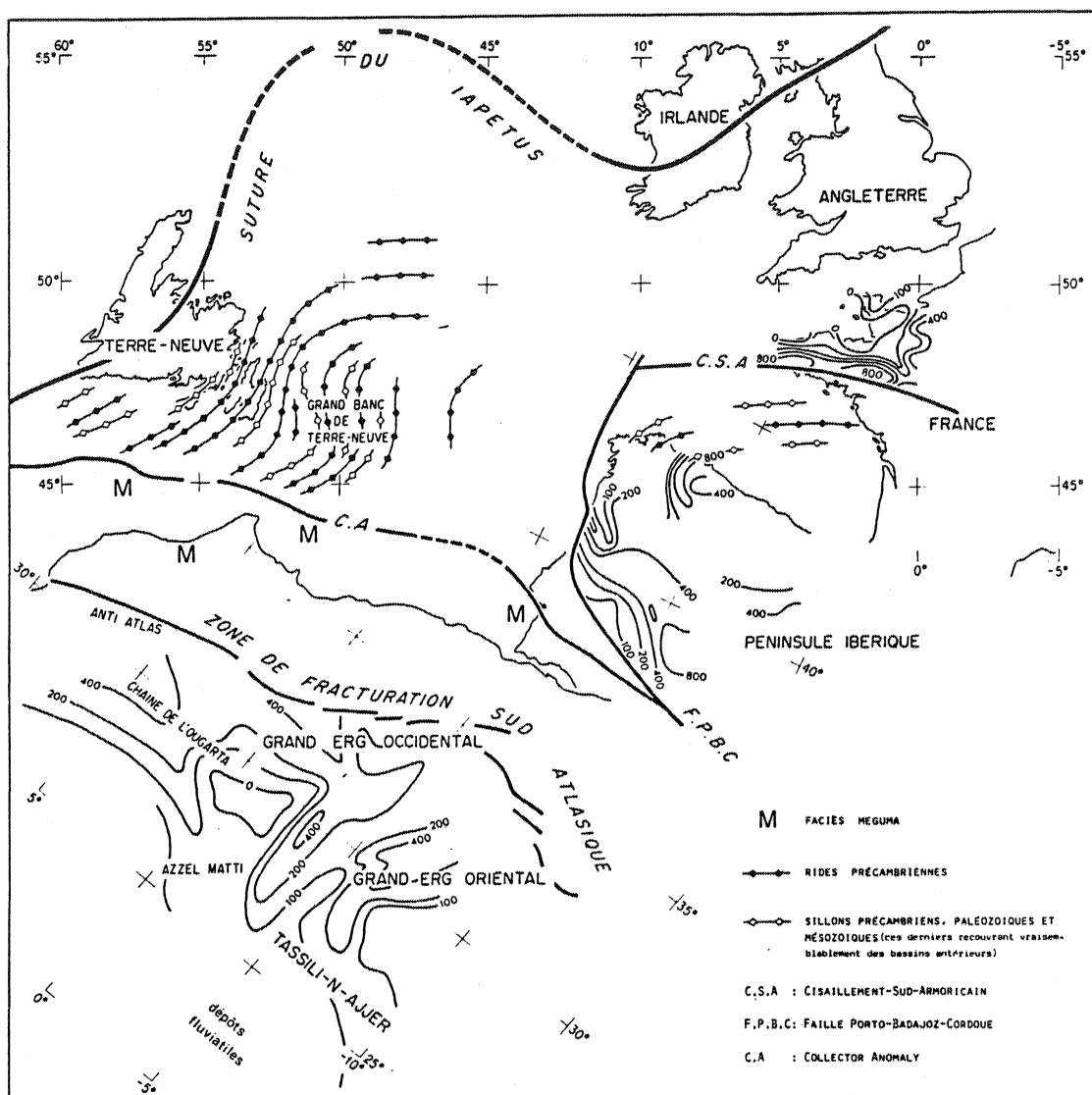


Fig.29 : Carte en isopaques du "Grès Armoricaïn" (s.l) ou de ses équivalents (puissances exprimées en mètres). Les contours géographiques représentent une position hercynienne (Lefort et Van der Voo, 1981). Les rides et sillons précambriens paléozoïques et mésozoïques ont été déterminés d'après les données gravimétriques et magnétiques (Lefort et Haworth, 1979).

A défaut d'une reconstitution paléogéographique fiable pour l'Ordovicien (la position des continents et océans n'étant pas encore connue avec précision pour les régions concernées), les contours géographiques représentés sur la figure 29 correspondent à une position fini-hercynienne. Cette reconstitution a été obtenue à partir de marqueurs structuraux observés sur la croûte continentale (d'après Lefort et Van der Voo, 1981) et semble ici plus satisfaisante que celles du Trias, basées uniquement sur les données de la croûte océanique.

Les domaines étudiés sont séparés par des structures antéhercyniennes et hercyniennes (cisaillement Sud-Armoricain, Faille Porto-Badajoz-Cordoue, Collector Anomaly, et Zone

de Fracturation Sud-Atlantique) qui limitent également les reconstitutions paléogéographiques pour le Paléozoïque inférieur.

En ce qui concerne le Massif Armoricaire et la Péninsule Ibérique, les caractéristiques structurales (cf. Choubert, 1935 ; Matte, 1968 ; Cogné, 1971 ; Bard et al., 1971 ; Matte, 1976) et les éléments stratigraphiques et paléontologiques (cf. Henry et Thadeu, 1971 ; Henry et al., 1974 ; Hamman et Henry, 1978) s'organisent suivant une structure arquée (arc ibéro armoricaire). Les données gravimétriques et magnétiques obtenues sur le Grand Banc de Terre-Neuve et sur les plateformes Sud-armoricaine et Nord-ibérique suggèrent l'existence de structures initialement arquées attribuées à l'orogène cadomien (Lefort et Haworth, 1979). Cette origine primaire anté-hercynienne nettement accentuée au Carbonifère, vient d'être démontrée par une étude paléomagnétique (cf. Perroud, 1982).

A l'échelle de la figure 29, les aires fortement subsidées se répartissent parallèlement à l'arc ibéro armoricaire, ce qui confirme l'existence de reliques morphologiques liées à la structuration primaire d'âge vraisemblablement cadomien, ayant contrôlé la sédimentation paléozoïque et guidé la mise en place des principales structures hercyniennes comme l'ont déjà souligné Matte (1968), Cogné (1971) et Lardeux et al. (1977).

Toutefois, la configuration orientée des isopaques ne permet pas, en elle-même, de savoir si cette structure doit sa forme arquée à l'orogène cadomien, à la déformation hercynienne ou à ces deux événements successifs. Les travaux déjà cités de Lefort et Haworth (1979) puis de Perroud (1982) permettent cependant de distinguer un arc primaire (cadomien) repris et accentué lors de l'orogénèse hercynienne.

Par ailleurs, des phénomènes distensifs semblent avoir été actifs sur le même domaine paléogéographique au Paléozoïque inférieur (du Cambrien moyen à l'Ordovicien inférieur).

Ces distensions ont donné lieu à des manifestations volcaniques de type intraplaque. Pour le Massif Armoricaire d'après Boyer et al. (1979), ce sont essentiellement :

- les volcanites acides leucocrates alcalines de Cholet (Vendée), interstratifiées dans une formation détritique datée du Cambrien moyen par des Trilobites (*Paradoxides*).

- les volcanites au chimisme de rhyolites leucocrates potassiques du Haut bocage vendéen, dont l'âge est compris entre le Cambrien supérieur et l'Arenig.

- les manifestations explosives représentées en Bretagne centrale, et plus particulièrement à Réminiac, par les coulées aériennes de quartz kératophyres sodiques, de dacites, de brèches, de tufs et de cinérites, placées sous la Formation de Pont-Réan ainsi que les brèches et les tufs passant latéralement à celle-ci.

Parallèlement, et dans tout l'Ouest de la France, du Cambrien moyen à l'Ordovicien, les magmatismes abondants sont expliqués en termes de distension crustale (Cantagrel, Duthou et Bernard-Griffiths, 1978 ; Pin, 1979 ; Autran et Cogné, 1980 et Vidal, 1980).

Pour la Péninsule Ibérique, Julivert et Truyols (1983) considèrent que l'évolution du bassin sédimentaire au Paléozoïque inférieur (Cambrien et Ordovicien) est liée à un régime de

tectonique en distension. Les épisodes volcaniques acides et le magmatisme alcalin à hyperalcalin sont également à mettre en relation avec cette distension (Julivert et Truyols, in Comba et al., 1983). Cependant l'existence d'orthogneiss à tendance calcoalcaline, antérieurs à l'Ordovicien moyen et supérieur reste encore mal interprétée.

Le régime général de distension proposé pourrait être corrélé avec les prémices de l'ouverture de l'Océan sud-armoricain ou de l'Océan Théic (bordure Nord-Ouest du Gondwana) qui semblent s'être ouverts avant le silurien (Cogné, 1977 ; Lefort, 1979 ; Lefort et Ribeiro, 1980).

Il est tout à fait probable que les effets de ces mécanismes distensifs se soient fait sentir au travers de la structuration cadomienne en accélérant la subsidence le long de ses principaux axes. De tels phénomènes (volcanisme et sédimentation contrôlée par les structures antérieures) ont été mis en évidence au Maroc (Haut Atlas) (Trias et Lias) lors de l'ouverture de l'Atlantique Nord par Van Houten (1977) et Beauchamp et Petit (1983).

Au Sahara, ce sont les structures méridiennes anciennes (panafricaines) qui semblent avoir contrôlé, pour la plus grande part, la sédimentation paléozoïque. Legrand (1974) souligne également la présence d'axes subsidents (au Nord des bassins nord-Sahariens) dont les orientations actuelles (sensiblement Est-Ouest) annoncent déjà des directions hercyniennes (Zone de Fracturation Sud-Atlasique). Il faut peut-être y voir, là aussi, les effets d'une distension crustale en bordure du socle gondwanien corrélable avec l'ouverture du Théic dont l'axe semble avoir été parallèle à ces dernières zones de subsidence. Le faciès Meguma, d'âge cambro-ordovicien, localisé suivant un axe sensiblement Est-Ouest au Sud du Collector Anomaly (Suture de l'Océan Théic) (Fig.29) est actuellement considéré par Schenk (1971 et 1978) comme équivalent à des sédiments de type bas de marge ("Deep sea fan"), et pourrait donc avoir fossilisé un stade précoce de "rifting" du futur Océan Théic.

En conclusion, la distension générale se manifeste soit au travers de la structure cadomienne, comme c'est le cas pour le Massif Armoricain et la Péninsule Ibérique, soit le long de structures parallèles au bord nord de la future marge gondwanienne (bassins nord-sahariens).

II - LES PALEOCOURANTS

A - ETUDE DES PALEOCOURANTS DE LA FORMATION DU GRÈS ARMORICAIN A L'ECHELLE DU MASSIF ARMORICAIN (en collaboration avec J. Durand).

1 - Introduction

a - Travaux antérieurs

L'analyse des paléocourants de la Formation du Grès Armoricain n'avait jamais été entreprise, jusqu'à présent, à l'échelle du Massif Armoricain. Seuls quelques travaux antérieurs ont apporté des données très ponctuelles.

a.1 Presqu'île de Crozon

-- Bradshaw (1963, p. : 91 et Fig.78) met en évidence deux tendances perpendiculaires l'une vers le Nord-Ouest et l'autre vers le Nord-Est, à partir de mégarides et rides de courant asymétriques. Ces sens de transport déterminent, pour cet auteur, une région source au Sud et une zone émergée située vers le Nord.

-- Ces mêmes données ont été reprises ultérieurement dans une synthèse (Bishop et al., 1969, Fig.6a).

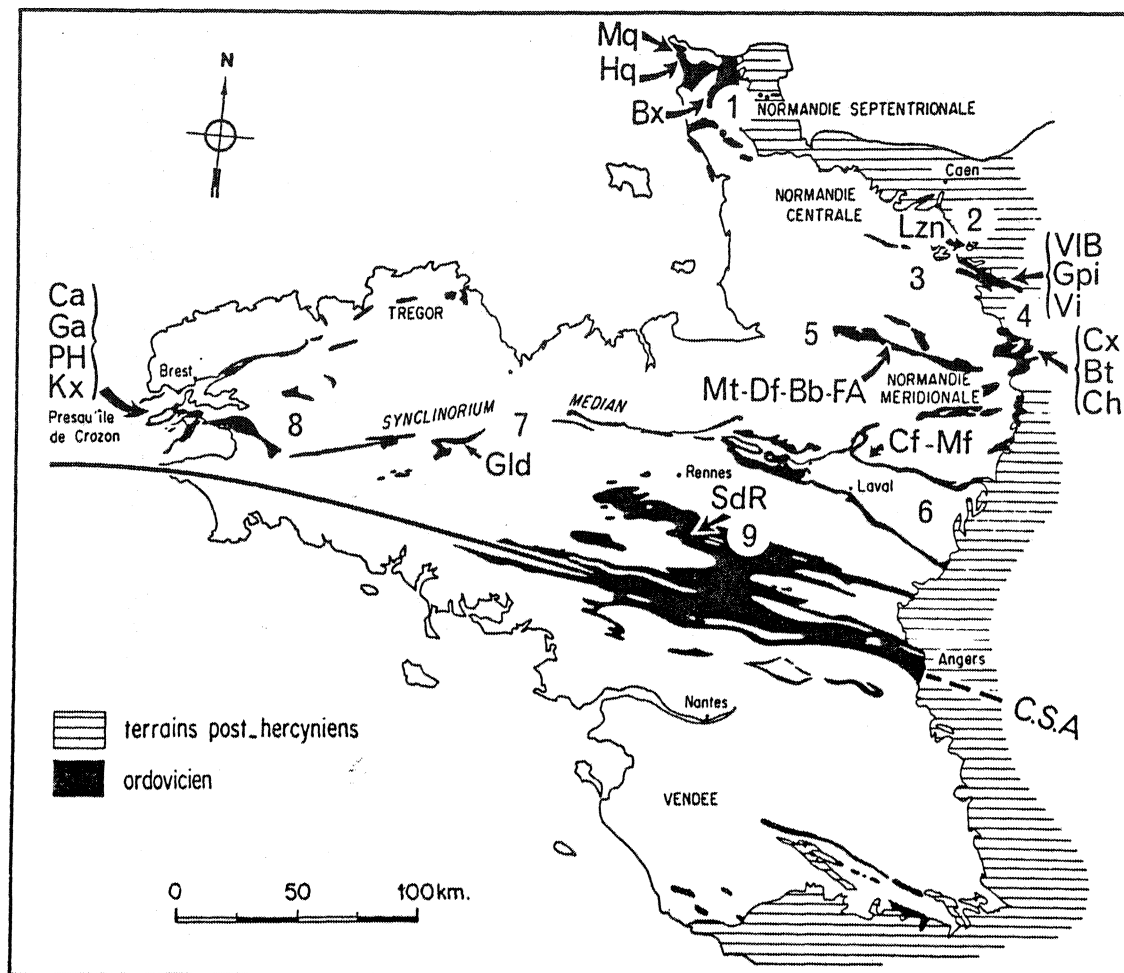


Fig.30 : Localisation des affleurements étudiés sur le Massif Armoricain

- Normandie septentrionale

- 1 : Synclinaux du Cotentin
 - . Hq : Merquetot - Cap de la Hague
 - . Hq : Herquemoulin - Cap de la Hague
 - . Bx : Brix

- Normandie centrale

- 2 : Synclinal d'Urville (flanc sud)
 - . Lzn : Nord de Falaise - Vallée du Laizon ou Brèche au Diable
- 3 : Synclinaux de la zone bocaine (région de Falaise)
 - . Gpi : Gueprei - Gorges du Meillon ou Vaudobin
 - . Vi : Vignats
 - . VIB : Villiedieu-les-Bailleul

- Normandie méridionale

- 4 : Synclinal de Sées
 - . Cx : Sud de Sées - carrière des Choux
 - . Bt : Sud-Est de Sées - carrière de Boitron
 - . Ch : Chaouillé - carrière
- 5 : Synclinal de Mortain-Domfront
 - . Df : Domfront - carrière des Tanneries
 - . Mt : Mortain - carrière
 - . Bb : Cluse de Bourberouge
 - . FA : Fosse Arthour

- Synclinaux du Sud de Rennes

- 6 - Synclinaux de Laval
 - . Cf : Nord de Laval - carrière de Camp-Français
 - . Mf : carrière de Montfleurs
- 7 : Synclinaux du Menez-Belair
 - . Gld : Mur-de-Bretagne - Lac de Guerlédan - carrière de Saint-Trévejean
- 8 : Synclinaux de Châteaulin (Presqu'île de Crozon) (cf. Fig.2)
 - . Ca : Camaret - Pointe du Gouin
 - . PH : Pointe de Pen-Hir
 - . Ga : Crozon-Morgat - Pointe de Morgat
 - . Kx : Pointe de Kerroux
- 9 - Synclinaux de Martigné-Ferchaud (s.l)
 - . SdR : - carrière de Malroche
 - carrière de Paimpont
 - Carrière du valet (Iffendic)
 - La Corbinais
 - carrière de Benioc
 - Corbinière

-- L'étude réalisée par Baldwin (1976) à la Pointe du Gouin (Camaret) fait ressortir deux directions principales de transport :

- . une direction Nord-Sud avec un sens dominant vers le Nord, à partir des mesures de litages obliques,

- . une direction Est-Ouest avec un sens dominant vers l'Est, à partir des mesures de rides.

-- Dans cette même coupe, Guillocheau (1982), reconnaît des directions de transport similaires : les corps sédimentaires de grande taille (ridens) progradant vers l'Est, sont partiellement détruits sous l'action de tempêtes qui engendrent un transit en direction du Nord (vers le large), ce qui implique, pour cet auteur, la présence d'un rivage au Sud.

a.2 Normandie

-- Les mesures réalisées par Joseph (1982, p. : 107 et Fig.113) sur des mégarides d'oscillations et des litages arqués, dans la mine de Soumont (flanc sud du Synclinal d'Urville), indiquent des sens de transport opposés Nord-Est et Sud-Ouest dus à l'action de la marée.

b - But recherché

L'objet de cette étude est de mettre en évidence des tendances générales à l'échelle du Massif Armoricain afin de permettre une meilleure compréhension des mécanismes hydrodynamiques à l'origine de la mise en place du Grès Armoricain. Les résultats obtenus interviennent directement pour les reconstitutions paléogéographiques concernant cette époque.

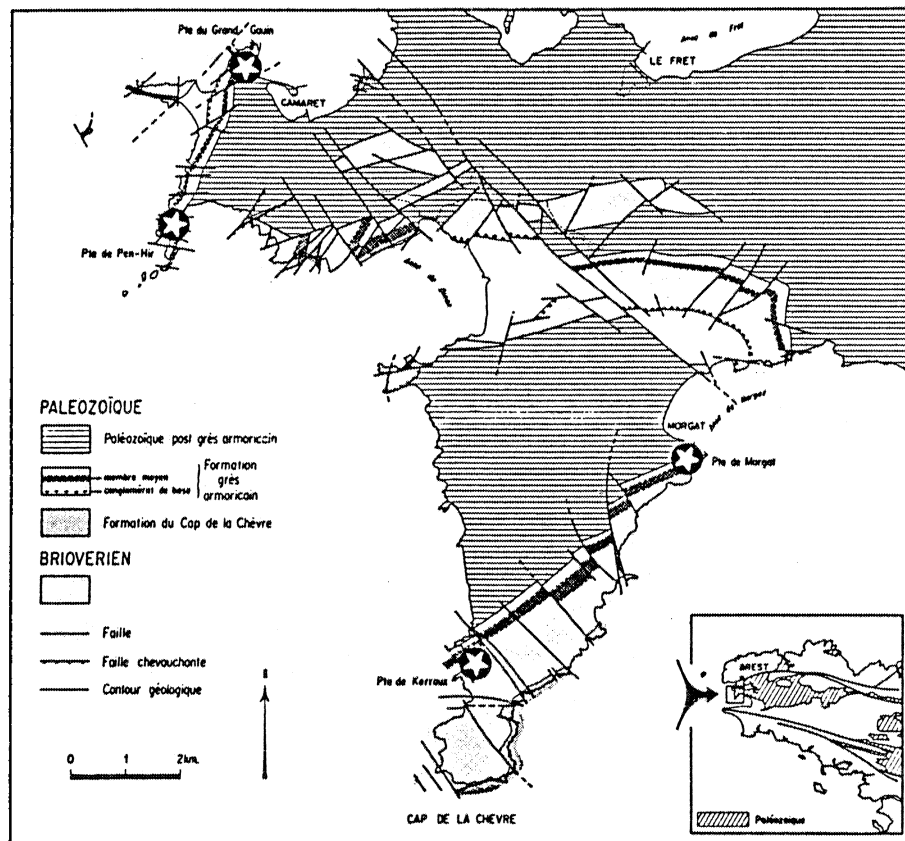


Fig.31 : Localisation des affleurements étudiés en Presqu'île de Crozon (★).

Dans cette optique, plusieurs étapes ont été nécessaires :

-- Mesures systématiques des structures sédimentaires dans les régions Nord et médio-armoricaines. Le Cisaillement Sud-Armoricain (cf. Jegouzo, 1980, Fig.1), marque la limite méridionale des affleurements étudiés (cf. Fig.30 et Fig.31).

-- Restitution des orientations sédimentaires originelles par suppression des composantes tectoniques.

-- Analyse des tendances.

2 - Méthodologie

a - Structures sédimentaires mesurées

La qualité très irrégulière des conditions d'affleurement, sur l'ensemble du Massif Armoricain, nous a obligés à employer une terminologie analytique et descriptive des corps sédimentaires sans présumer de leur appartenance à un quelconque type de sédimentation.

Les structures sédimentaires mesurées sont les rides, les litages obliques de moyennes et grandes dimensions (arqués et tabulaires). Ces structures ont été replacées dans un système directionnel de référence (cf. Potter et Pettijohn, 1977, p.31).

a.1 Les litages obliques de grande et moyenne dimension

-- Les litages obliques tabulaires

La taille des faisceaux varie en épaisseur de plusieurs décimètres à plus d'un mètre. Les surfaces obliques d'accrétion sont rectilignes. La base des litages est le plus souvent tangentielle. Les litages obliques tabulaires sont la conséquence de la migration de corps sédimentaires de moyenne et grande taille dont la principale caractéristique est une crête droite et continue. La terminologie de ces corps varie suivant les auteurs. Il s'agit, dans le cas présent, de dunes hydrauliques rectilignes (Lenôtre, 1977) et plus précisément de "Sand waves" (Harms et al., 1982) ou de ridens (Lenôtre, 1977), compte tenu de l'épaisseur des faisceaux.

-- Les litages obliques arqués (auges)

Il n'y a pas de régularité discernable dans l'arrangement des faisceaux de tailles pluridécamétriques. Les litages internes sont courbes, concaves vers le haut et constituent un ensemble de gouttières ou auges emboîtées et allongées. Le sens de déplacement de la structure est indiquée par l'ouverture des plans et par le sens du léger déversement de l'axe central. Les litages obliques arqués sont formés par la migration de dunes hydrauliques à crêtes courbes et discontinues (linguoides ou en croissant). Leur formation nécessite une vitesse d'écoulement plus forte que celle engendrant les dunes rectilignes.

-- Critères de différenciation des types de litage

Les litages obliques tabulaires à contact basal tangentiel peuvent être facilement confondus avec des litages obliques arqués. Plusieurs critères permettent de les distinguer :

. La continuité latérale du faisceau à l'intérieur de la strate,

. La trace du litage en section parallèle à la stratification principale (So),

. La disposition des faisceaux en section verticale transverse,

. Les mesures de plusieurs plans d'une même structure et leur projection sur stéréogramme (cf. Fig.32 : A et B).

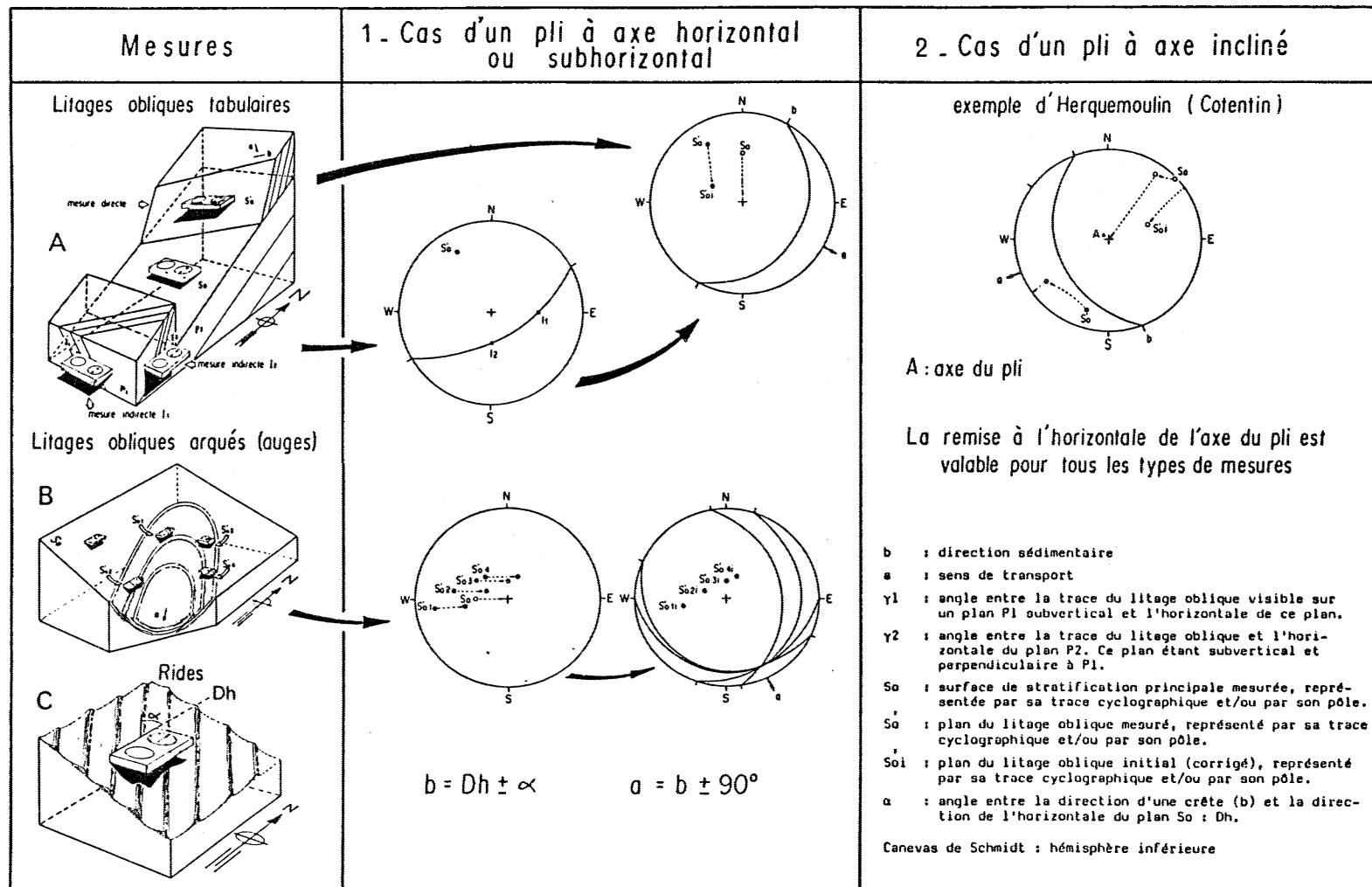


Fig.32 : Méthodes de restitution tectonique pour les différentes structures sédimentaires mesurées.

De la même manière, ces litages présentent certaines similitudes, en deux dimensions (perpendiculairement à la stratification principale), avec le litage oblique en mamelon (Hummocky cross stratification) (Harms et al., 1975), fréquemment observé dans le "Grès Armoricaïn". Par définition cette dernière structure n'admet aucune direction mesurable significative. Les surfaces érosives associées à ce type de litage, les angles entre les surfaces limites de faisceaux, l'ondulation et l'épaississement des lamines suffisent toutefois à les différencier.

a.2 Les rides

. Les rides de vagues : les critères de distinction utilisés sont ceux de Boersma (1970), de Raaf et al., (1977). Rarement symétriques, elles ont été communément observées dans divers lithofaciès sur l'ensemble du Massif Armoricaïn.

. Les rides de courant : il s'agit principalement de rides linguoïdes. Les litages engendrés par les trains de rides de courant n'apparaissent pas toujours aussi caractéristiques que ceux engendrés par les rides de vagues. Les formes des crêtes, les indices de rides et certaines spécificités du litage (nature des contacts et des faisceaux, cf. Allen, 1968) autorisent néanmoins une différenciation.

. Les rides chevauchantes : ce sont des litages ondulés résultant du déplacement latéro-vertical (aggradation et/ou migration) de rides superposées. Très rarement subcritiques (versants amonts érodés) les mesures portent essentiellement sur des laminations ondulées supercritiques (en phase ou sinusoïdales, cf. Jopling et Walker, 1968).

Des rides interférences se présentant suivant les trois possibilités habituelles ont été observées : courant/courant, courant/oscillation, oscillation/oscillation.

La vitesse d'écoulement générant les rides est inférieure à celle nécessaire à la constitution des corps sédimentaires de taille supérieure. Dans le système de référence utilisé, la direction sédimentaire est figurée par les crêtes et le transport par le sens de migration. Une direction résultante a été retenue dans le cas de champ de rides. Les difficultés de mesures liées aux conditions d'affleurement, nous ont obligés à réunir les mesures des divers types de rides. Dans les rares cas où des données suffisamment nombreuses pour chacune des variétés ont pu être recueillies, aucune différence significative des tendances n'est apparue justifiant une séparation des mesures.

b - Orientation originelle des structures sédimentaires : méthode de restitution tectonique

b.1 Définition des paramètres utilisés

Les axes de référence employés sont ceux définis par Potter et Pettijohn (1977, p.31, 91 et 92) :

b : direction sédimentaire

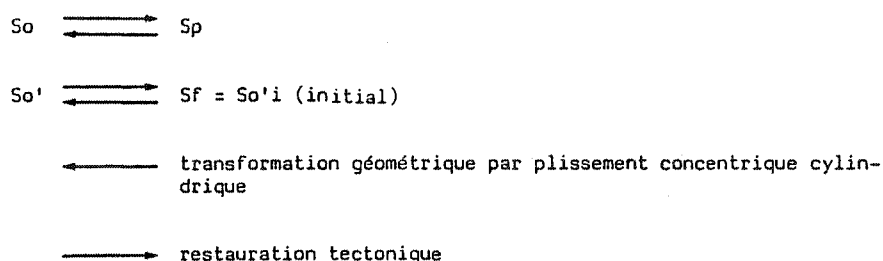
a : direction ou sens de transport (perpendiculaire à b)

Sp : plan principal de dépôt (surface de stratification principale) :

correspond à So dans un état déformé,

Sf : front d'accrétion (litage oblique) : correspond à So' dans un état déformé.

Sp et Sf correspondent à des plans sédimentaires de référence. Dans le cas de roches tectonisées, les paramètres So et So', que nous avons mesurés, représentent chacun un plan défini par sa direction et son pendage. Ces plans sont dans l'état déformé les positions géométriques des structures sédimentaires originelles.



La restauration tectonique n'est possible que dans le cas d'un plissement concentrique cylindrique n'affectant pas la structure interne des strates. En Bretagne centrale et en Normandie, la structure du paléozoïque est héritée d'une succession de déformations d'âge varisque, se manifestant par des plis de grande longueur d'onde (kilométrique) et de faible amplitude (Audren et al., 1974 ; Le Corre, 1978 ; Darboux et Plusquellec, 1981). Les principales caractéristiques de cette déformation, ne s'opposent donc pas à l'application de la méthode de restauration tectonique.

b.2 Méthodologie

-- Litages obliques tabulaires ou arqués (en auge) (Fig.32 : A et B) : Dans le cas d'un pli à axe horizontal ou subhorizontal (colonne 1), la position spatiale originelle des litages obliques peut être retrouvée par une simple remise à l'horizontale de la surface de stratification principale notée So.

Dans le cas d'un axe incliné (Fig.32.2), la restitution tectonique se réalise en deux temps. Il faut premièrement rétablir l'axe du pli à l'horizontale, ce qui entraîne une rotation sur les petits cercles du diagramme de Schmidt des pôles So (surface de stratification principale mesurée) et So' (litage oblique mesuré). Dans un deuxième temps, la remise à l'horizontale du plan So peut-être effectuée : la translation du pôle So vers le centre du diagramme entraîne une rotation du ou des pôle(s) So' sur les petits cercles.

-- Rides (Fig.32c) : pour un axe de pli non incliné (Fig.32.1), la direction sédimentaire b et le sens de transport a sont directement mesurables sur le terrain. Le paramètre α représente l'angle entre la direction d'une crête b et la direction de l'horizontale du plan So (direction structurale mesurée à la boussole).

Cette mesure directe sur le terrain est possible parce que la valeur de l'angle α est fixe quelle que soit la position spatiale du plan obtenue par rotation autour de l'horizontale. La valeur en degrés de la direction structurale du plan So servant de référence, il suffit de lui ajouter ou de lui retrancher, suivant les cas, la valeur en degrés de l'angle α pour obtenir la direction sédimentaire b dans le plan So. La direction de transport est perpendiculaire à b, le sens de transport est déterminable en fonction de différents critères (sens de déversement du litage, morphologie de la ride...).

Cette méthodologie est envisageable pour toutes les figures sédimentaires linéaires représentant soit des directions sédimentaires b (crêtes de rides), soit des directions ou sens de transport a (axe des chenaux, rides lingoides, "groove casts",...).

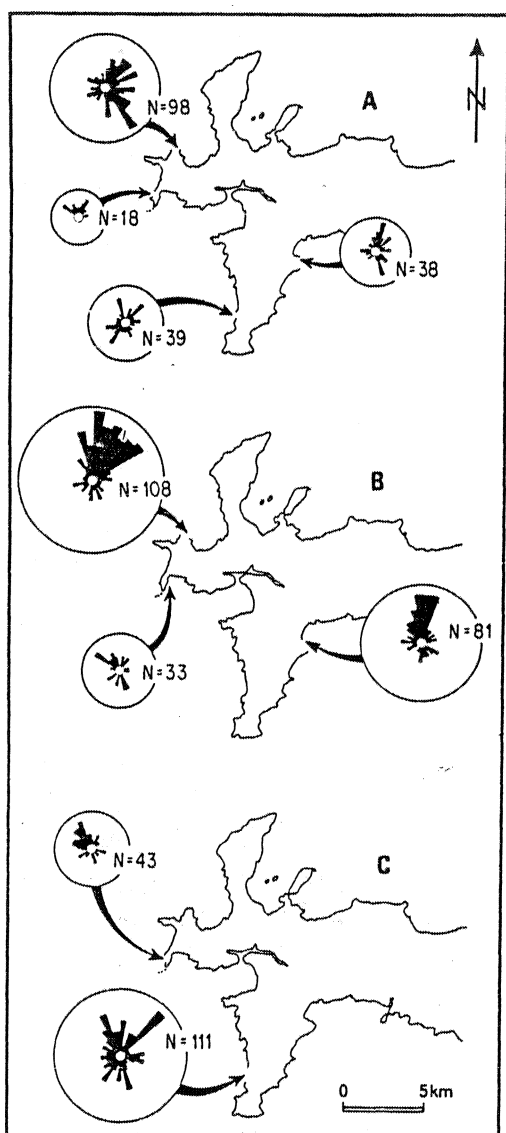
Dans le cas d'un axe incliné, une démarche identique peut-être appliquée après avoir corrigé la surface de stratification principale So, en remplaçant à l'horizontale l'axe du pli.

3 - Analyse des tendances

Dans certains cas, il nous est apparu difficile de dissocier des tendances séparées mais néanmoins proches, compte tenu d'une part, des variations locales d'orientation des écoulements, et d'autre part, des faibles rotations rigides dues à la tectonique cassante.

Seules les mesures corrigées des sens de transport ont été reportées sur des roses des courants par sites et par structures sédimentaires (également par membre dans le cas de la Presqu'île de Crozon).

a - Mise en évidence des tendances à l'échelle des unités lithologiques (cf. Fig.33).



En Presqu'île de Crozon, le nombre important des mesures (litages obliques et rides) autorise une analyse détaillée par unités lithologiques au sein de la Formation du Grès Armoricaïn.

Les sens de transport les plus marqués s'organisent suivant un éventail Nord-Ouest à Nord-Est et sont associés à des sens opposés plus ou moins importants.

Pour le Membre moyen, à la Pointe du Gouin et à la Pointe de Morgat, il faut souligner l'homogénéité des mesures suggérant un seul sens de transport (identique dans les deux cas). Par contre, pour le Grès Armoricaïn inférieur et supérieur, les maxima, diversement exprimés suivant les sites, représentent la même tendance générale d'un domaine Sud vers un domaine Nord.

Enfin, pour chaque affleurement, les sens de transport dominants ne varient pas de manière significative quelle que soit l'unité lithologique considérée. Les variations sont donc géographiques et non temporelles. Ceci nous permet de regrouper les mesures sans tenir compte du découpage lithologique pour les autres affleurements du Massif Armoricaïn.

Fig.33 : Répartition des sens de transport obtenus à partir des mesures de litages obliques et de rides pour chaque membre lithologique de la Formation du Grès Armoricaïn (en Presqu'île de Crozon)

A : Grès Armoricaïn supérieur
B : "Schistes Intermédiaires"
C : Grès Armoricaïn inférieur

b - Mise en évidence des tendances à l'échelle du Massif Armoricain.

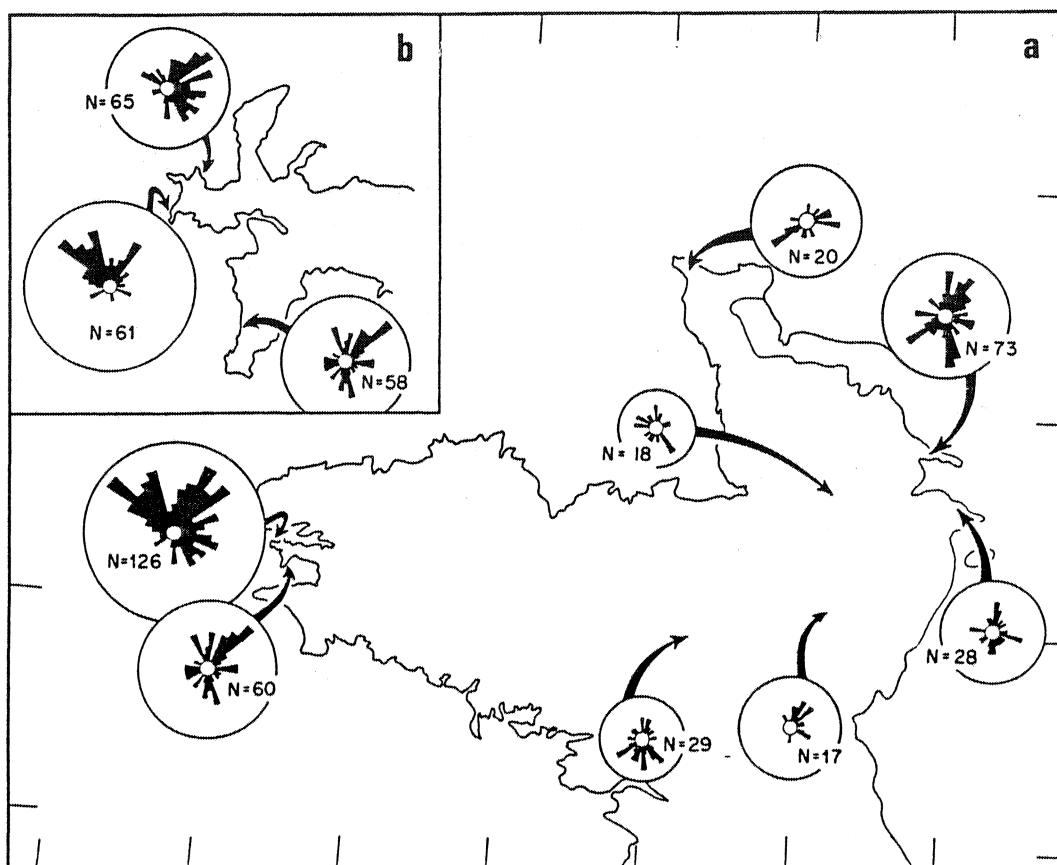


Fig.34 : Répartition des sens de transport obtenus à partir des mesures de litages obliques sur l'ensemble de la Formation du Grès Armoricain.
a : à l'échelle du Massif Armoricain
b : en Presqu'île de Crozon.

En ce qui concerne la répartition des sens de transport obtenus à partir des mesures de litages obliques tabulaires et arqués (cf. Fig.34a), les maxima observés s'organisent suivant un système composé de deux directions principales suborthogonales qui admet de légères variations angulaires.

Ces maxima, orientés au Nord (Nord-Est à Nord-Ouest) et parfois au Sud (Sud-Est à Sud-Ouest), sont clairement exprimés à l'exception de la Pointe du Cotentin. La prédominance du sens Nord est particulièrement marquée en Presqu'île de Crozon (Fig.34a et 34b).

Dans certains cas, des tendances secondaires, perpendiculaires aux précédentes (orientées Est-Ouest) sont faiblement représentées.

Pour la figure 35 (rides), les mêmes directions de transport sont observables avec toutefois un nombre plus important de mesures et une dispersion plus faible.

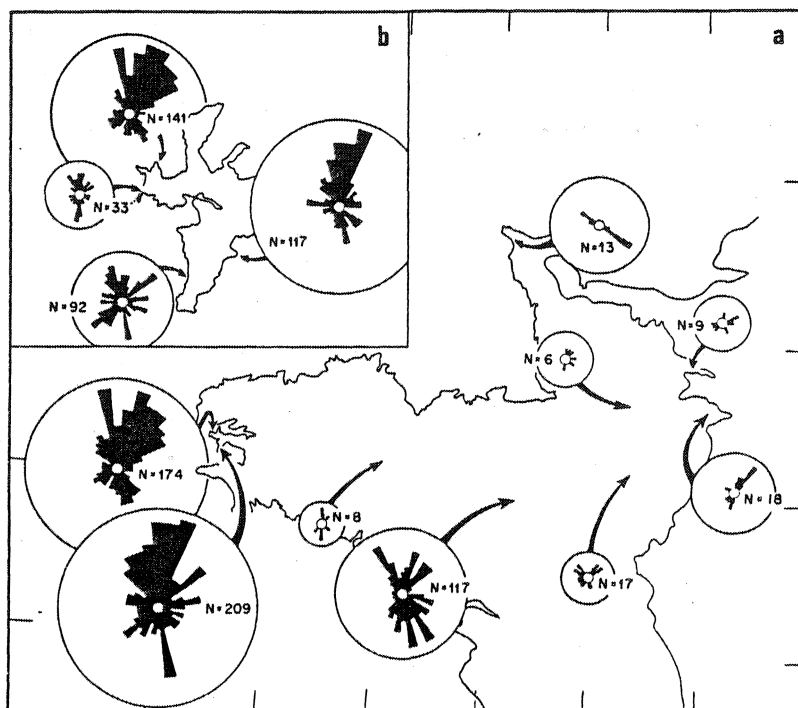


Fig.35 : Répartition des sens de transport obtenus à partir des mesures de rides, sur l'ensemble de la Formation du Grès Armoricain.
 a : à l'échelle du Massif Armoricain
 b : en Presqu'île de Crozon

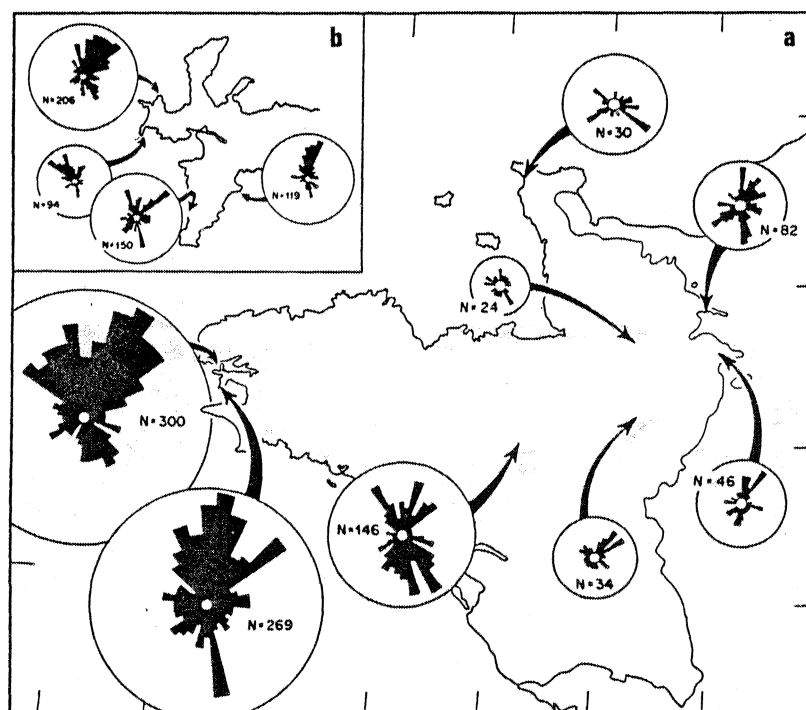


Fig.36 : Répartition des sens de transport obtenus à partir des mesures de litages obliques et de rides, sur l'ensemble de la Formation du Grès Armoricain.
 a : à l'échelle du Massif Armoricain
 b : en Presqu'île de Crozon

Les directions principales obtenues à partir de corps sédimentaires différents (rides et dunes hydrauliques) étant concordantes, toutes les mesures ont été regroupées (cf. Fig.36). Les maxima dégagés pour chaque type de structure et pour chaque site, malgré les faibles variations enregistrées, déterminent des tendances qui expriment :

-- une homogénéité des directions Nord-Sud sur l'ensemble du Massif Armoricaire, excepté la pointe occidentale du Cotentin où l'axe structural est subvertical .

-- Un sens Nord nettement marqué en Presqu'île de Crozon.

4 - Conclusions

La migration des corps sédimentaires exprimée par les sens de transport obtenus, est la conséquence d'écoulements multidirectionnels, correspondant à la combinaison de plusieurs composantes. Il s'agit essentiellement :

-- d'une composante principale asymétrique d'orientation Nord-Sud traduisant probablement des courants opposés à dominance Nord.

-- d'une composante secondaire beaucoup plus faible, perpendiculaire à la première dont la disparité à l'échelle régionale tendrait à démontrer le caractère épisodique.

Aucune variation suffisamment significative des tendances pendant le dépôt du Grès Armoricaire n'a pu être enregistrée. La nature et la diversité des structures sédimentaires, résultant de courants opposés, confirment son caractère tidal (cf. Durand, 1984a). La superposition d'un courant constant à la propagation des vagues semble peu probable étant donné la grande étendue géographique de la direction principale de transport.

A l'échelle du Massif Armoricaire, l'influence tidale rend délicate la localisation de la zone d'arrivée des matériaux et à plus forte raison celle de leur région nourricière. Néanmoins, le déplacement des sédiments s'est effectué incontestablement vers le Nord dans la Presqu'île de Crozon et selon une direction Nord-Sud à Nord-Est-Sud-Ouest pour la partie orientale du Massif Armoricaire.

La nature même du milieu de dépôt est incompatible avec la mise en évidence d'une paléopente régionale. La position exacte d'un éventuel continent ne peut donc être déduite des tendances régionales obtenues. Pourtant, l'existence d'écoulements opposés Nord-Sud à caractères tidaux, tendrait à démontrer un emplacement septentrional ou méridional. Compte tenu de l'allure des isopaques de la Formation du Grès Armoricaire, à l'échelle du Massif Armoricaire (cf. Noblet, 1983, Fig.2) suggérant l'existence de zones sans sédimentation (probablement émergées situées vers le Nord (Domnonée et Cap bas normand), il semble plus probable, dans l'attente d'informations plus précises, d'admettre une position septentrionale pour cette éventuelle aire continentale.

B - PALEOCOURANTS A L'ECHELLE DE LA PENINSULE IBERIQUE

Les données concernant les paléocourants de la Péninsule Ibérique sont entièrement empruntées à la bibliographie. Il s'agit essentiellement des travaux de Conde (1966), Bege (1970), Baldwin (1975), Höfges et al., (1982).

1 - Analyse par région

a - Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique

Seuls les travaux de Baldwin (1975) permettent d'analyser précisément les trajectoires de paléocourants sur l'ensemble de la Série de Cabos (coupe de Cabos de Busco : Zone Ouest-asturienne-léonaise). Les mesures faites principalement à partir de rides et de litages obliques (plans et arqués) mettent en évidence des sens de transport résultants qui s'organisent suivant un système bidirectionnel orthogonal.

La direction dominante reste sensiblement orientée Nord-Sud (Nord-Ouest-Nord-Est à Sud-Ouest-Sud-Est) sur la totalité de la série, avec toutefois un sens Nord plus fréquent. La direction secondaire est subperpendiculaire à la principale et apparaît, elle aussi, légèrement asymétrique (sens Ouest plus marqué).

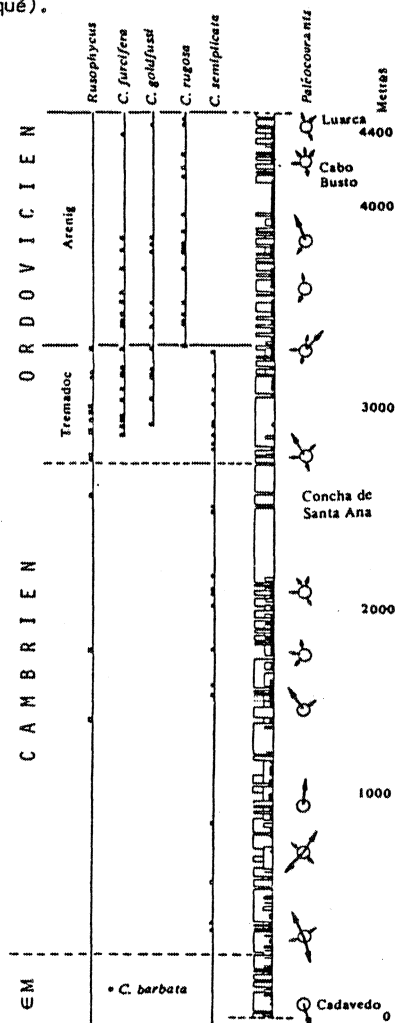


Fig.37 : Série de Cabos entre Cadavedo et Lurca, d'après Baldwin (1975). Les paléocourants (orientés au Nord dans la partie supérieure) sont indiqués par des grandes flèches (sens de transport principaux) et par des petites flèches (sens de transport mineurs).

Si l'on admet comme équivalent probable du "Grès Armoricaïn", au sein de la Série de Cabos, uniquement les sédiments d'âge Trémadoc et Arenig (cf. paragraphe sur les isopaques de la même région, page 33), soit environ les derniers 1700m, on peut alors constater qu'il n'existe pratiquement plus qu'une seule tendance dominante (vers le Nord) (cf. Fig. 37 : 3 grandes flèches et 8 petites) le sens Sud étant beaucoup plus faiblement exprimé (cf. Fig. 37 6 petites flèches). De la même manière, la direction orthogonale et secondaire n'admet plus qu'une seule composante (sens ouest) (cf. Fig. 37, 3 petites flèches). Le transit principal des sédiments équivalents au "Grès Armoricaïn", s'est donc fait essentiellement vers le Nord, dans un milieu marin caractérisé par une faible tranche d'eau (dépôts intertidaux et infratidaux) (cf. Baldwin, 1975). La stabilité directionnelle du transport au cours du temps est remarquable non seulement pour la partie supérieure de la Série de Cabos mais pour sa totalité bien que les sens soient différemment exprimés à l'extrême base de la Série (cf. Fig. 37).

b - Centre et Nord-Est de la Péninsule Ibérique

Parmi les mesures de paléocourants de Bege (1970), réalisées de façon systématique sur une bonne partie de l'Espagne (des chaînes Celtibériques à l'Andalousie), seules celles effectuées au Nord de la Faille Porto-Badajoz-Cordoue ont été retenues. En effet, les régions situées plus au Sud de cet accident majeur appartenaient vraisemblablement à un domaine paléogéographique différent où l'on ne reconnaît pas le faciès "Grès Armoricaïn". Cette ligne structurale représente donc la limite méridionale, à l'échelle de la Péninsule Ibérique, des investigations possibles. Pour la plupart, il s'agit de mesures de litages obliques (essentiellement plans) correspondant à des corps sédimentaires de taille moyenne ou de grande taille (dunes hydrauliques) progradant dans un milieu marin peu profond (Bege, 1970). La grande cohérence des mesures par site (cf. Bege (1970) : tables 1 à 8 et pages 88 et 89) obtenue après correction de pendage (restitution tectonique) autorise une représentation simplifiée des données en utilisant la ou les résultante(s) du sens de transport par site étudié, pour l'ensemble du "Grès Armoricaïn" (s.l) sans tenir compte des unités lithologiques (Fig. 38).

En ce qui concerne la partie orientale de la Zone Centre Ibérique et les régions localisées plus au Nord-Est (Sierra de Guadarrama et Chaînes Celtibériques), les affleurements étudiés par Bege se répartissent comme suit (cf. Bege, 1970, tables 1 à 8) (cf. Fig. 38) :

a : branche orientale des Chaînes Celtibériques

- a1 : route de Cariñena à Daroca (Cervuela)
- a2 : Virgen de Herrera, Luesma

b : branche occidentale des Chaînes Celtibériques

- b1 : route de Daroca à Used
- b2 : Sierra Meñera
- b3 : El Pedregal
- b4 : Sierra de Aragoncillo
- b5 : Sierra de Aragoncillo

c : Sierra de Guadarrama (C1)

d : Monts de Toledo

- d1 : Sierra de Nambroca
- d2 : Sierra de Los Yébenes
- d3 : Sierra de Los Yébenes
- d4 : Sierra de Rebolarejo

e : région de Ciudad Real

- e1 : Ouest de Fuente el Fresno
- e2 : route de Porzuna, Los Cortijos
- e3 : route de Ciudad Real, Val de peñas
- e4 : route de Ciudad Real, Puertollano

f : Sierra Morena

- f1 : Despeñaperros
- f2 : Fuencaliente

g : région d'Almaden

- g1 : Almaden
- g2 : Sierra de Cordoberos
- g3 : Ouest de Cabeza del Buey
- g4 : Sierra de Orellana (Nord de Cabeza del Buey)

h : Sierra de Guadalupe

- h1 : Hospital de Obispo
- h2 : Puerto de San Vicente
- h3 : Navatrasierra

i : région de Cáceres

- i1, i2, et i3 : Sierra de San Pedro.

Pour les Chaînes Celtibériques (Fig.38 a et b) et la Sierra de Guadarrama (Fig.38 c), les sens de transport obtenus sont assez différents suivant les sites. Toutefois la direction Nord-Sud apparaît plus fréquente avec une prédominance vers le Nord.

On peut en effet observer :

85 mesures vers le sud, 110 mesures vers le Nord, 25 mesures vers l'Est-Nord-Est et 30 mesures vers l'Ouest-Nord-Ouest.

Pour les autres régions (Fig.38 d, e, f, g, h, i), les sens de transport sont beaucoup plus homogènes. Deux tendances se dégagent très clairement :

-- un sens de transport fortement dominant vers le Nord-Nord-Est (du Nord à l'Est Nord-Est), sans composante opposée.

-- une direction subperpendiculaire (Ouest-Nord-Ouest, Est-Sud-Est à Nord-Ouest-Sud-Est) plus faiblement exprimée mais plus symétrique.

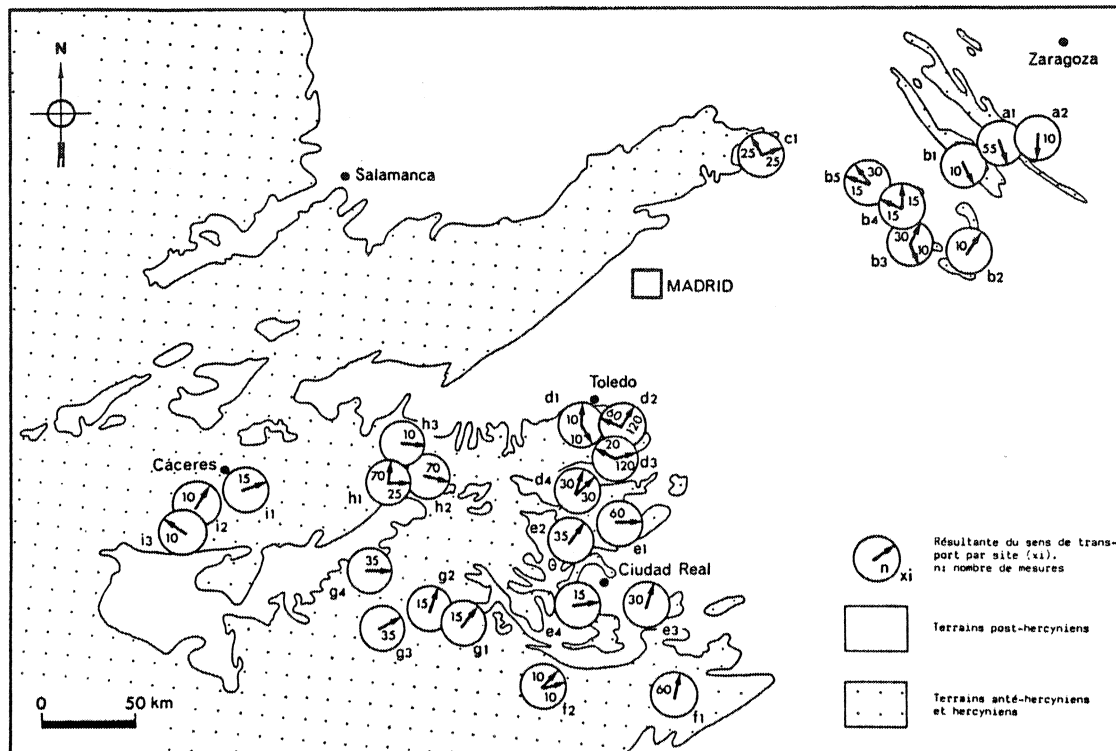


Fig. 38 : Répartition des sens de transport à partir des mesures de litages obliques. D'après les données de Bege (1970).

Les composantes sont orientées au Sud-Est pour d1, à l'Ouest-Nord-Ouest pour d2, à l'Ouest-Nord-Ouest pour d3, à l'Est-Sud-Est pour h2 et h3 et au Nord-Ouest pour i3.

D'une façon générale, le transport du sédiment s'effectue principalement suivant un sens Nord-Est à Nord-Nord-Est (pour la partie méridionale), et s'oriente plutôt au Nord pour les régions proches de Zaragoza, exception faite de la partie Nord-Est des Chaînes Celtibériques où le sens dominant est orienté vers le Sud. Des composantes secondaires, en sens opposés suivant les sites, sont sub-perpendiculaires à cet écoulement dominant.

Les quelques données supplémentaires de Höfges et al. (1982, Fig.10), concernant le "Grès Armoricaïn" des Monts de Guadalupe, confirment le caractère dominant du sens Nord-Est (Nord à Est) qui se dégage fortement dans la partie inférieure de la formation (en 5 points différents de mesure), alors que des écoulements orientés vers le Sud s'observent uniquement au sommet (2 points différents de mesure). Cette tendance vers le Sud, pour les Monts de Guadalupe (coupe de Hospital de Obispo) n'apparaît pas sur les résultantes tracées à partir des données de Bege, en raison de l'importance des maxima centrés sur les sens Nord et Est (cf. Bege, tabl. 4, Fig.1).

L'homogénéité des tendances pour chaque site, accentuée par le mode de représentation, (résultantes), suggère l'existence de conditions relativement constantes dans le temps, ayant contrôlé la migration de ces dunes hydrauliques (Bege, 1970). Cette stabilité temporelle semble avoir été également spatiale, dans la mesure où les sens de transport résultants sont très homogènes sur de vastes distances.

c - Portugal (au Nord de la Faille Porto Badajoz Cordoue)

Les seules mesures réalisées de façon systématique sur les grès de base de l'Ordovicien du Portugal sont fournies par Conde (1966). Elles indiquent un sens de transport principal vers le Nord-Ouest (pour la région de Mação) sans tendance opposée bien distincte (cf. Conde, 1966 ; Fig.1 et 3). Cependant, les résultats de cet auteur ne sont pas clairement exprimés. En effet, pour chaque site, le pôle du plan structural (So) (en position originelle) est représenté avec les pôles des litages obliques (So') sur un même diagramme de Schmidt, de telle manière que l'on ne sait pas si le plan So a bien été ramené à l'horizontale et si les positions figurées des pôles So' correspondent ou non à l'état non déformé (cf. Conde, 1966 ; Fig.3). En conséquence, les sens de transport obtenus ne sont pas utilisables sans précaution et seront mentionnés dans ce travail à titre indicatif.

d - Analyse des tendances sur l'ensemble de la Péninsule Ibérique

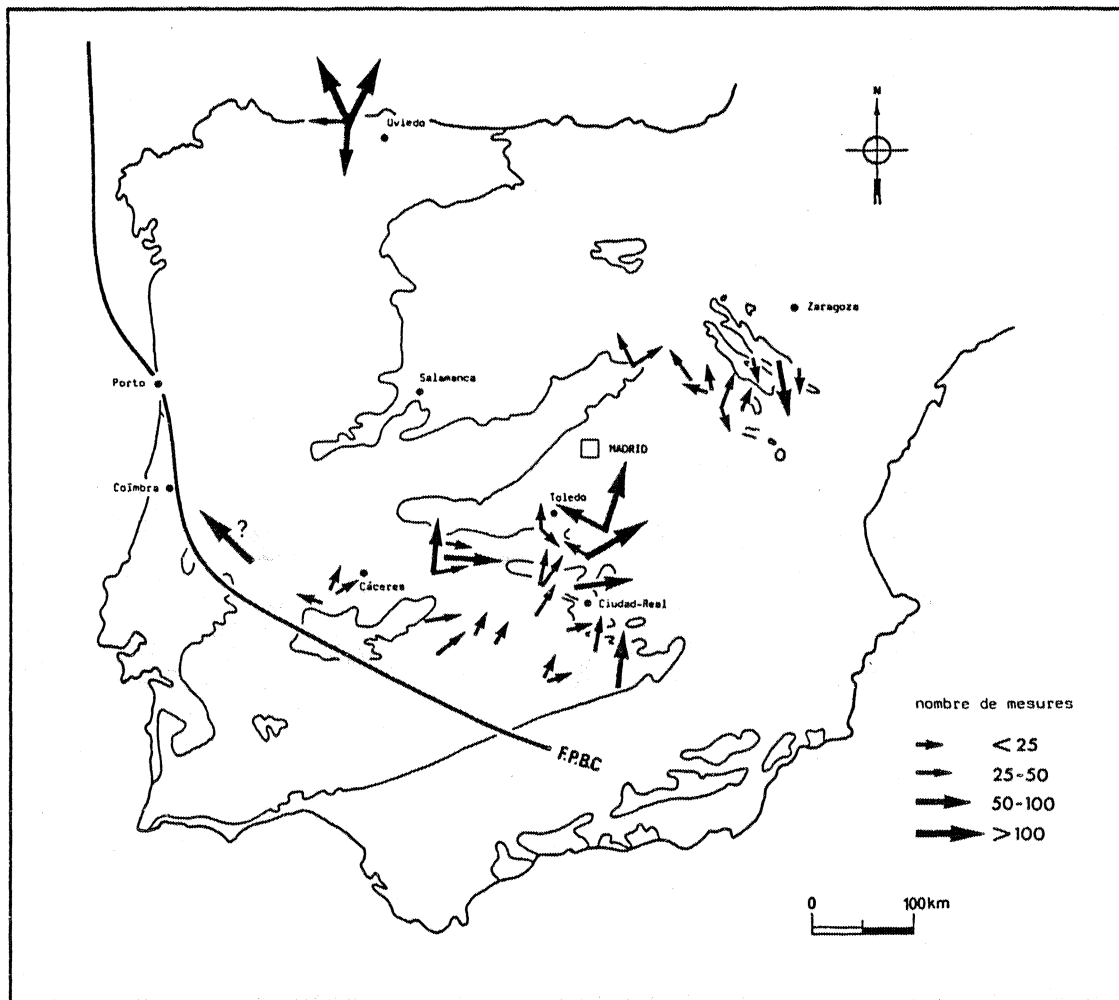


Fig.39 : Répartition des principaux sens de transport, à l'échelle de la Péninsule Ibérique (d'après les données de Conde, 1966 ; Bege, 1970 ; Baldwin, 1975 ; Höfges et al., 1982).

Les sens résultants de transport (Fig.39) sont représentés sur un fond géographique actuel. Leurs orientations correspondent à un stade postérieur au resserrement de l'arc ibéro armoricain. Il semble donc plus satisfaisant de replacer ces directions sédimentaires dans une position d'origine. Une reconstitution a été réalisée en parallélisant la branche sud de l'arc ibéro armoricain avec les segments subméridiens non déformés à l'hercynien (Lefort, 1983) des arcs précambriens du Grand-Banc de Terre-Neuve (cf. Lefort et Haworth, 1979) (cf. Fig.40). Cette reconstitution s'accorde globalement avec les données paléomagnétiques de Perroud (1982). Les résultantes des mesures de paléocourants ont ensuite été reportées en écartant légèrement les sites les uns par rapport aux autres, le long des cercles de rotation. A l'échelle de la Péninsule Ibérique, les tendances obtenues s'organisent suivant deux sens principaux de transport (Fig.41) :

-- le plus important est orienté vers le Nord-Est et admet des variations, notamment dans les régions centre ibériques (sens Est-Nord-Est avec une composante Nord).

-- l'autre sens est orienté Est-Sud-Est à Sud-Est et est essentiellement représenté dans les régions méridionales.

Il faut toutefois souligner la présence irrégulière de composantes opposées à ces écoulements dominants.

Dans la mesure où ces tendances ont été enregistrées sur l'ensemble du dépôt (de la base au sommet), une remarquable constance des conditions de mise en place du sédiment dans le temps doit être invoquée (Bege, 1970 ; Baldwin, 1975).

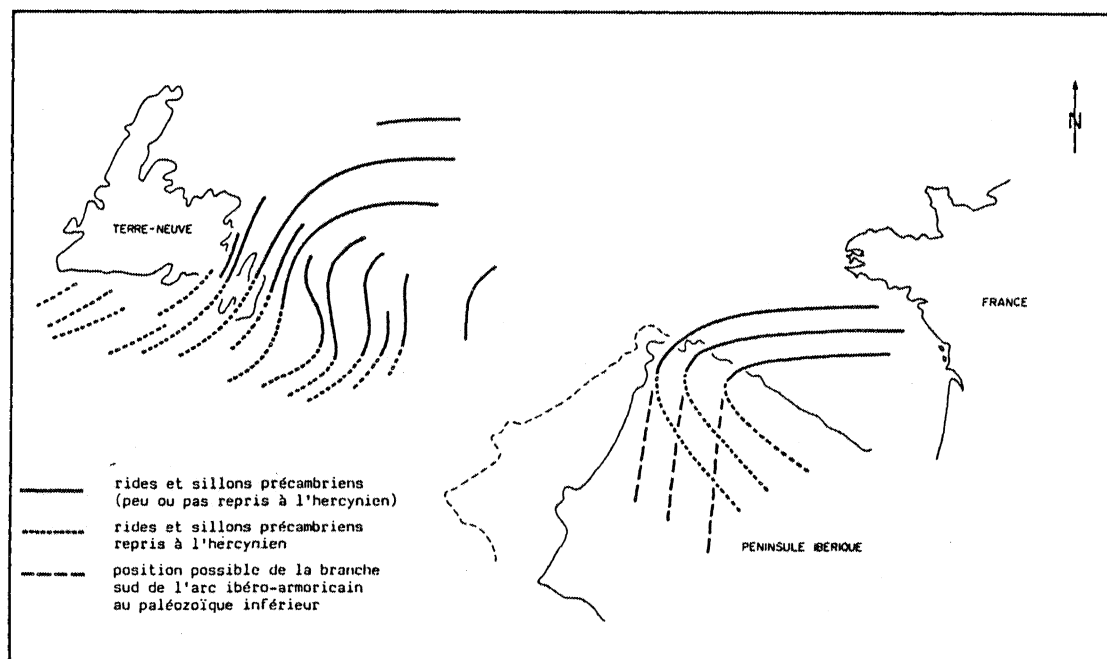


Fig.40 : Reconstitution possible de l'arc ibéro armoricain pour l'Ordovicien inférieur. (d'après les données de Lefort et Haworth, 1979 ; Perroud, 1982).

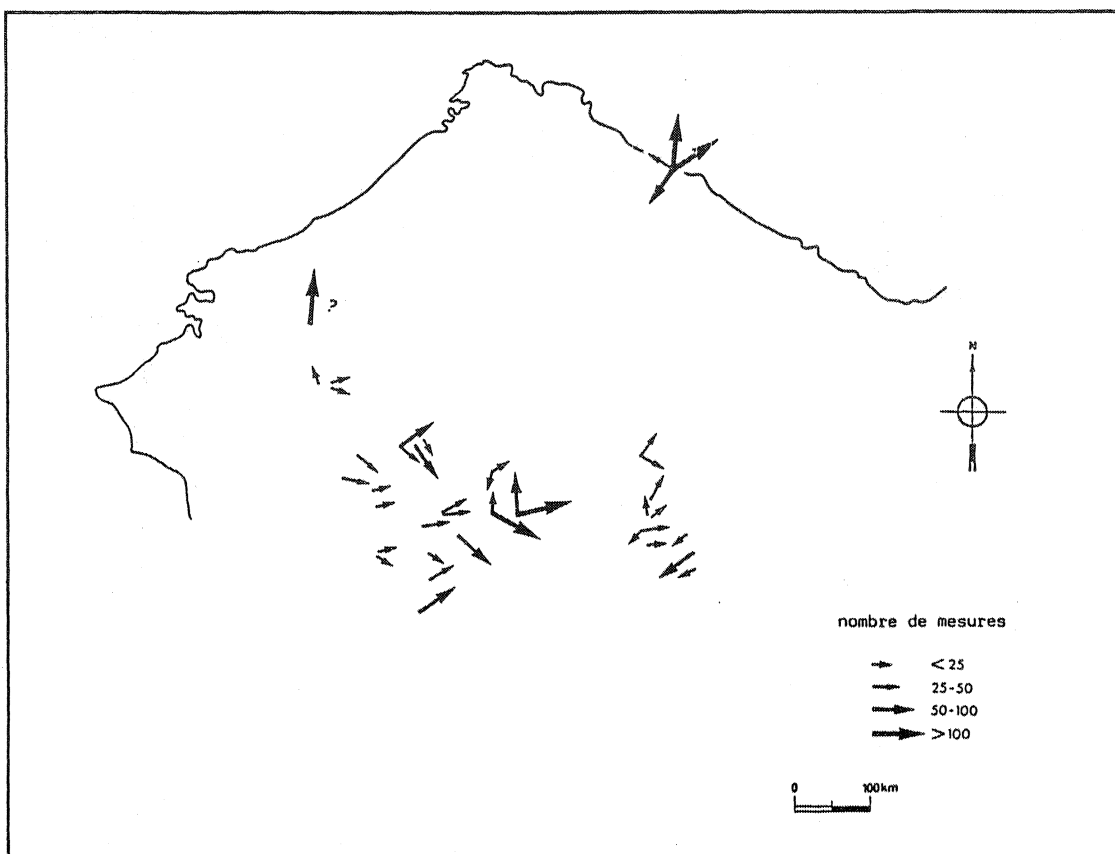


Fig.41 : Répartition des principaux sens de transport (en position originelle probable) à l'échelle de la Péninsule Ibérique.

C - PALEOCOURANTS DANS LE GROUPE DE BELL ISLAND (BELL ISLAND-TERRE NEUVE)

Les quelques données de Ranger (ined.) concernant des mesures de litages obliques (plans et arqués) au sommet du Groupe de Bell Island et à la base du Groupe de Wabana (cf. Fig.2, colonne 6), considérés comme des dépôts essentiellement marins, déposés sous une faible tranche d'eau (environnement tidal). Les sens de transport se répartissent suivant trois modes dont deux sont parfaitement opposés (Fig.42).

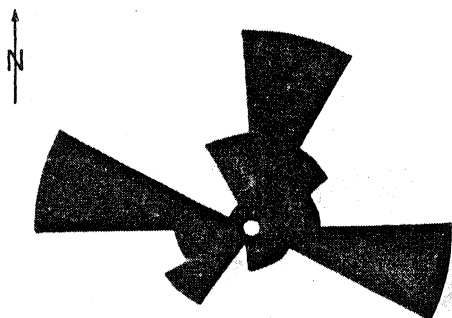


Fig.42 : Sens de transport obtenus sur des litages obliques dans le Groupe de Wabana (base) et la partie sommitale du Groupe de Bell Island.

50 mesures

Pour cet auteur, le mode orienté au Nord-Nord-Est représente un écoulement dû à un courant côtier ("long shore tidal current"), les deux autres soulignent le flux et le reflux des marées. De plus, la présence d'une séquence prodeltaïque progradant vers le Nord-Ouest dans le Groupe de Wabana, constitue un argument en faveur d'une région source située à l'Est-Sud-Est de Bell Island.

D - PALEOCOURANTS A L'ECHELLE DU SAHARA CENTRAL (HOGGAR)

L'analyse détaillée des caractéristiques sédimentologiques des grès de base de la Formation des Ajjers, effectuée par Beuf et al. (1971), a permis d'attribuer à ces dépôts une origine continentale, milieu dans lequel se sont surtout fossilisés des épandages fluviatiles en tresse. La répartition géographique de ce faciès en Afrique est considérable, puisqu'il a été reconnu du Tchad, au Mali jusqu'à l'extrême Nord du Sahara.

L'homogénéité des directions de paléocourants, obtenue à partir de plusieurs milliers de mesures sur les grès de base est tout à fait remarquable (Fig.43) : en effet, il n'existe qu'un unique sens de transport vers le Nord. Les parties moyenne et supérieure de la Formation des Ajjers (sédiments de transition), ont fourni un sens de transport sensiblement identique. La persistance d'un écoulement général dirigé vers le Nord, l'importance volumétrique de cet épandage, la maturité de texture et de composition du sédiment suggèrent à ces auteurs l'existence d'une région source localisée nettement plus au Sud du Hoggar (Beuf et al., 1971).

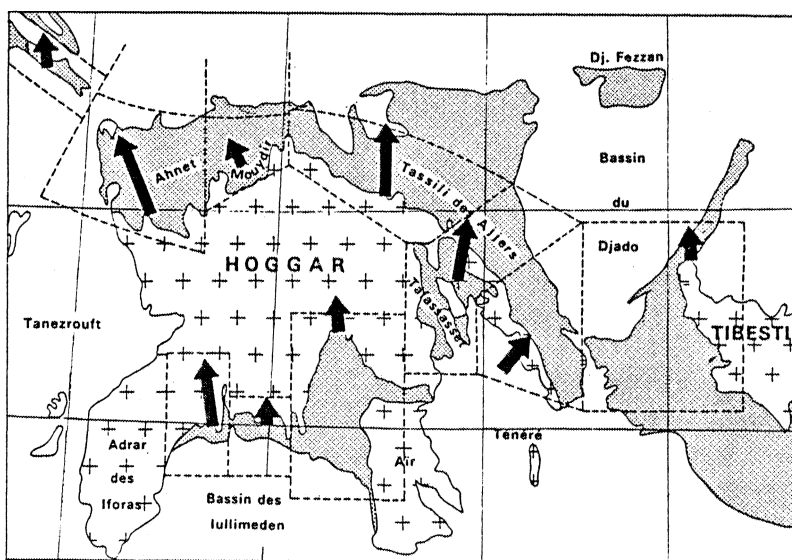


Fig.43 :

Sens de transport résultants dans les grès de base de la Formation des Ajjers au Sahara (plusieurs milliers de mesures au total). Chaque flèche représente la grande moyenne vectorielle pour chaque région délimitée par des traits discontinus, la longueur de la flèche est proportionnelle au nombre de stations de mesures dans la région. (D'après Beuf et al., 1971, Fig.27).

E - ANALYSE COMPARATIVE DES PALEOCOURANTS DANS LA FORMATION DE WAJID (SUD DE L'ARABIE SAOUDITE)

Les résultats des récents travaux de Dabbagh et Rogers (1983) sur la Formation de Wajid (Sud de l'Arabie Saoudite), d'âge Paléozoïque inférieur (probablement Cambro-ordovicien), montrent une ressemblance tout à fait remarquable avec ceux obtenus au Sahara. L'analyse sédimentologique, réalisée sur une grande surface géographique (450km du Sud au Nord et 300km de l'Ouest à l'Est) révèle l'existence de deux faciès principaux. L'un dans la partie méridionale de la zone explorée pré-

sente des caractéristiques fluviatiles incontestables ; l'autre faciès du type marin peu profond, est localisé au Nord.

Les mesures de paléocourant effectuées sur l'ensemble de la formation, indiquent un écoulement général en direction du Nord avec toutefois une légère rupture au passage des deux faciès (Fig.44) :

-- d'un sens Nord à Nord-Ouest pour les régions méridionales (environnement fluviatile) l'écoulement s'oriente au Nord et au Nord-Est pour les régions septentrionales (environnement marin).

Toutes ces observations, en plus d'autres signalées par les auteurs (bonne maturité de texture et de composition, granulométrie décroissante vers le sommet de la formation et latéralement vers le Nord, puissances importantes...) me conduisent à interpréter de façon parallèle les phénomènes sédimentaires observés en Arabie Saoudite et ceux décrits par Beuf et al. (1971) au Sahara central.

F - COMPARAISON DES DONNEES SUR L'ENSEMBLE DES REGIONS ETUDIEES

Au Paléozoïque inférieur, le Nord du Gondwana était composé d'une part, de l'Afrique et de l'Arabie, et d'autre part d'un ensemble "Armorica" comprenant principalement la Péninsule Ibérique, le Massif Armoricain, le Sud de l'Angleterre, le Sud de l'Irlande, le Grand Banc de Terre-Neuve et la partie orientale de Terre-Neuve. Vers la fin de l'Ordovicien, l'ensemble "Armorica" se détache progressivement du Gondwana. Une nouvelle juxtaposition s'effectuera au Dévonien Supérieur entre la plaque "Armorica" et le Gondwana.

Les données géologiques et géophysiques actuelles sont encore trop imprécises pour permettre de retrouver la position initiale de la plaque Armorica, au Nord du Gondwana. En conséquence, les paléocourants seront d'abord discutés séparément pour les ensembles "Armorica" et Afrique-Arabie, avant de proposer une reconstitution paléogéographique possible pour la partie Nord du Gondwana, à l'Ordovicien inférieur.

1 - Les paléocourants sur l'ensemble "Armorica"

A l'échelle de l'arc ibéro-armoricain (Fig.45), mis à part les tendances orientées vers l'Est-Sud-Est reconnues dans les régions méridionales de la Péninsule Ibérique, les variations d'orientation des sens dominants de transport, depuis les régions méridionales jusqu'aux septentrionales, décrivent une rotation antihoraire.

Le sens principal de transport est orienté à l'Est-Nord-Est dans les régions centre ibériques (avec toutefois une composante proche du Nord) ; celui des Chaînes Celtibériques est Nord-Est ; au Nord de la Péninsule Ibérique et à l'Est du Massif Armoricain, le sens principal de transport devient Nord-Nord-Est mais présente un sens opposé relativement bien marqué sur la partie orientale du Massif Armoricain. Enfin, il s'oriente au Nord pour les régions occidentales du Massif Armoricain.

En raison de la nature du milieu de sédimentation (plateforme), ces sens de transport plus fréquents vers l'Est-Nord-Est, le Nord-Est et le Nord ne représentent pas forcément un sens d'apport du matériel.

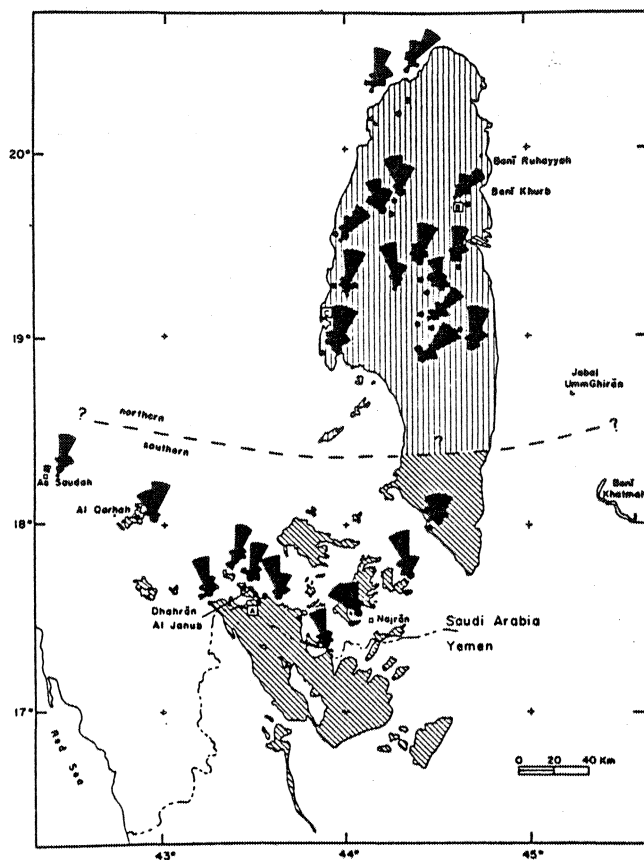


Fig.44 : Mesures de paléocourants dans la Formation de Wajid. Les affleurements des parties méridionale et septentrionale de la formation sont distingués par un figuré différent. (d'après Dabbagh et Rogers, 1983 ; Fig.3).

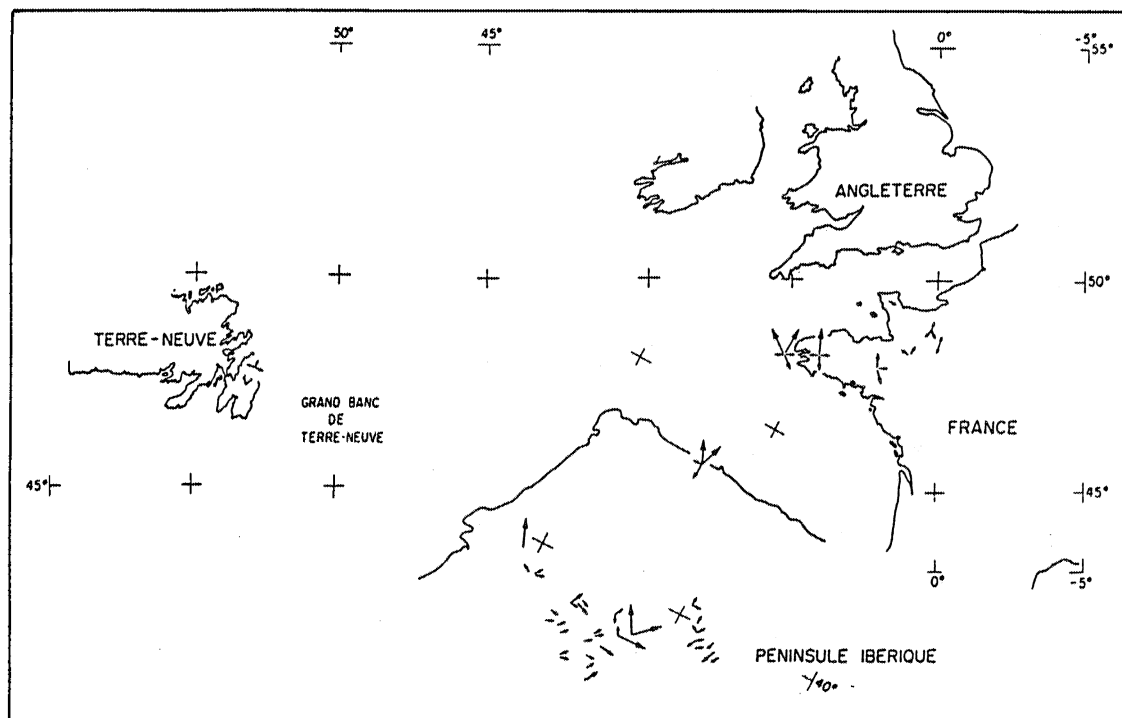


Fig.45 : Répartition des sens de transport à l'échelle de l'ensemble "Armorica"

2 - Les paléocourants sur l'ensemble Afrique (Sahara) - Arabie Saoudite (en position géographique actuelle)

Les sens d'écoulement en régime fluvial, très homogènes dans le temps et sur de vastes distances, suggèrent d'une part, une paléopente inclinée vers le Nord et d'autre part, un apport considérable de matériaux en provenance d'une ou de plusieurs région(s) source localisée(s) au Sud, probablement en Afrique Centrale.

3 - Proposition d'une reconstitution paléogéographique, pour l'Ordovicien inférieur au Nord du Gondwana

Si les données paléoclimatiques (Spjeldnaes, 1961), paléontologiques (Dean, 1976, Fig.5) et paléomagnétiques (Van der Voo et al., 1980 ; Perroud, 1982) s'accordent toutes pour dire que l'ensemble "Armorica" était, au Paléozoïque inférieur, très proche de la côte septentrionale du Gondwana (en position géographique actuelle) (paléolatitudes voisines), les indications concernant la paléolongitude de l'ensemble "Armorica" sont moins précises. On peut cependant considérer, comme le propose Perroud (1982) qu'il se situait entre des positions extrêmes allant de l'Algérie à l'Egypte (cf. Perroud, 1982 ; Fig.57) (cf. Fig.46).

4 - Conclusion

L'écoulement principal en milieu continental (fluvial), guidé par une paléopente générale inclinée vers le Nord, voire le Nord-Ouest (en position géographique actuelle) aussi bien au Sahara qu'en Arabie Saoudite, est à l'origine d'un apport considérable de matériaux en provenance du Sud et débouchant sur un domaine marin de plateforme plus septentrional. Au passage des milieux fluviaux aux milieux marins, la répartition des sens de transport à l'échelle du Nord du Gondwana (Fig.46), indique une déviation identique d'une part pour le Sahara et les régions ibéro-armoricaines, d'autre part pour l'Arabie Saoudite (partie méridionale). Le transport en milieu marin de plateforme est en effet orienté dans les deux cas vers le Nord-Est ou le Nord-Nord-Est. Dans la mesure où ces observations sont géographiquement séparées par une large zone, il est difficile de savoir si cette déviation est réellement continue pour l'ensemble de la marge nord-gondwanienne.



Fig.46 : Répartition des principaux sens de transport pour la Formation du Grès Armoricaïn et ses équivalents, au Nord du Gondwana (vue du Pôle Sud).
(reconstitution paléogéographique d'âge Ordovicien inférieur modifiée d'après Smith et al., 1981, p.93).



milieu continental (régime fluvial)



milieu marin de plateforme

Analyses du sediment

I - ANALYSES PETROGRAPHIQUES ET GRANULOMETRIQUES DES NIVEAUX MINERALISES

A - METHODOLOGIE

1 - Généralités

Dans un premier temps, des comptages réalisés en dehors des accumulations de minéraux lourds, sur 260 échantillons répartis sur 12 sites du Massif Armoricain, ont permis de mettre en évidence les principaux résultats suivants :

-- Une bonne maturité de texture du sédiment est déterminée par un nombre important d'échantillons (160) appartenant à la classe des arénites (cf. Fig.51). Parmi les wackes, seuls 24% des échantillons contiennent plus de 25% de matrice.

-- A partir de la composition minéralogique moyenne, déterminée par des comptages de surface (lames minces), une bonne maturité de composition est mise en évidence : 90% de quartz, très peu de feldspaths et de fragments lithiques.

-- Les comptes par surface font apparaître, des fluctuations parfois importantes de la granulométrie sur chaque site avec toutefois, à l'échelle du Massif Armoricain, un domaine occidental à granulométrie fine (80 à 90 μ en moyenne), et un domaine oriental à granulométrie légèrement plus élevée (100 à 120 μ). Il faut toutefois rappeler que ces données ne sont pas représentatives de l'ensemble du sédiment mais uniquement des niveaux de grès riches en minéraux lourds (cf. méthode d'échantillonnage).

-- Le cortège de minéraux lourds détritiques est composé de minéraux résistants (zircon, rutile et tourmaline) et représente une très petite part du sédiment (moins de 2% en dehors des accumulations).

-- Ce cortège de minéraux lourds présente d'infimes variations de concentration, à l'échelle du Massif Armoricain. Seuls deux gradients décroissants d'Ouest en Est sont observables, l'un pour le zircon et l'autre pour le rutile (uniquement pour le membre supérieur de la Formation du Grès Armoricain), (Fig.47 et Fig.48).

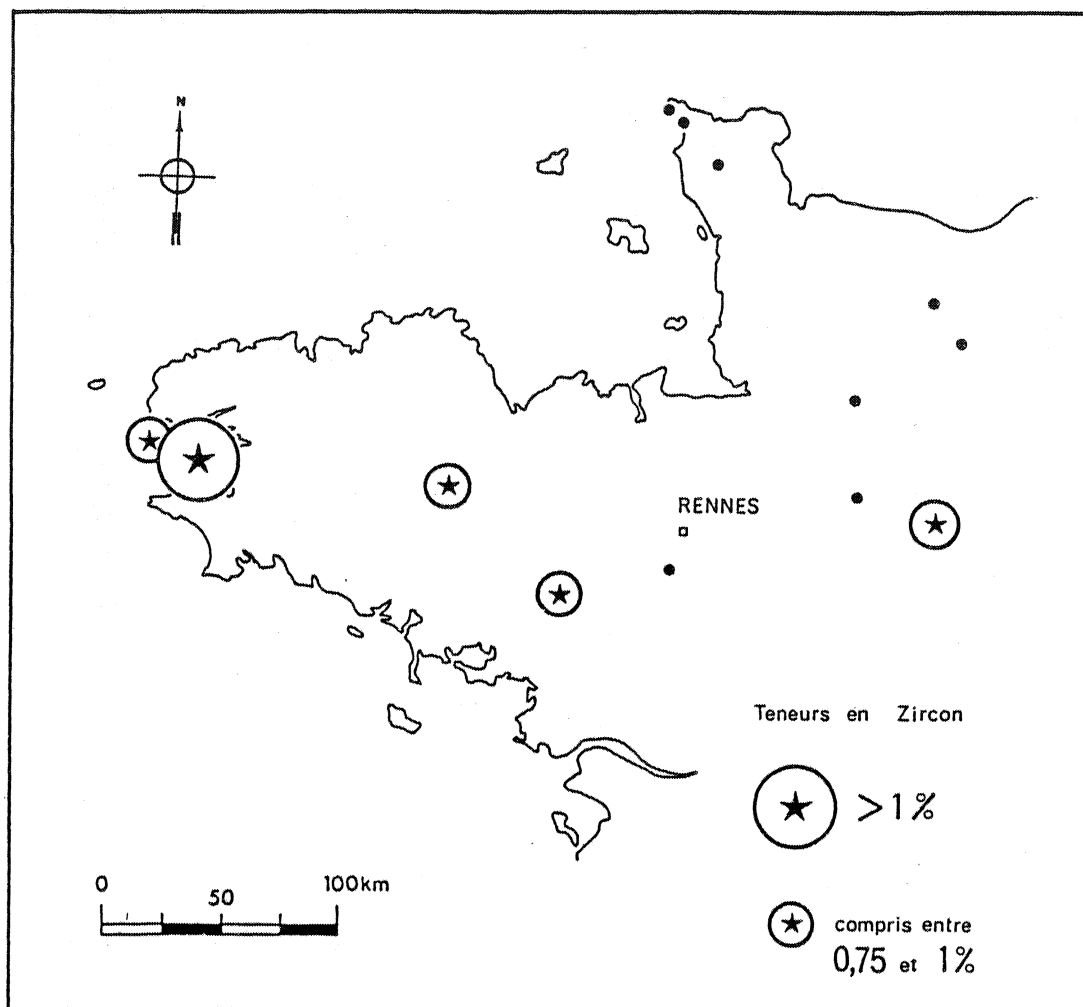


Fig.47 : Localisation des plus forts pourcentages de ZIRCON en dehors des lits minéralisés pour le membre supérieur du Grès Armorica.

Dans la mesure où ces premiers résultats expriment, entre autres choses, une extrême pauvreté en minéraux denses (en dehors des accumulations), ce type de comptage n'a pas été retenu pour les autres régions analysées.

Dans le cadre de ce travail, j'ai donc essayé de mettre au point une méthodologie nouvelle adaptée à ces principales caractéristiques pétrographiques du sédiment.

Le principal intérêt de ces comptages est de fournir pour chaque échantillon une composition du cortège de minéraux lourds ainsi qu'une évaluation quantitative de ce cortège. Cependant, la méthodologie ne doit pas être conçue en vue d'établir des résultats absolus (c'est à dire représentatifs du sédiment dans sa totalité) mais plutôt de servir à comparer des éléments marqueurs, (les accumulations de minéraux lourds) même s'ils représentent des anomalies au sein du sédiment.

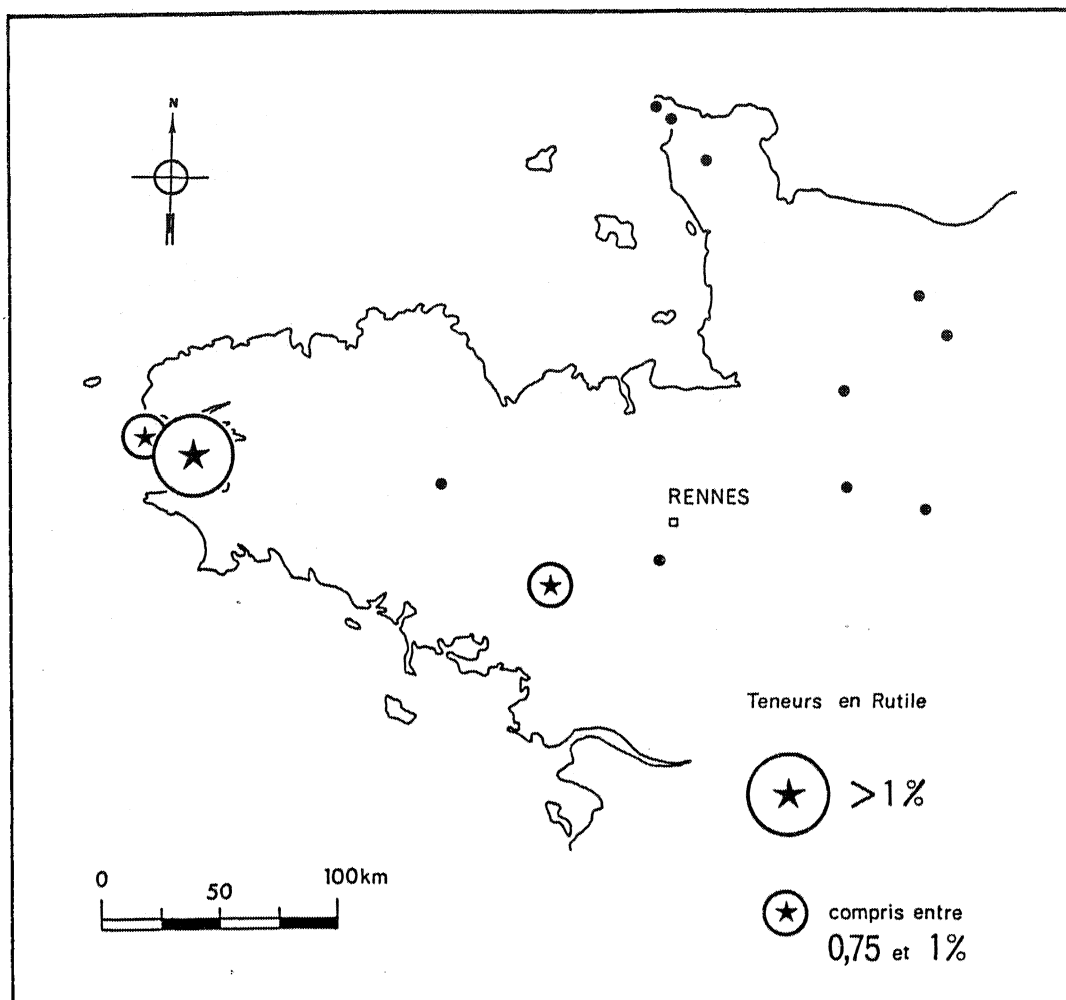


Fig. 48 : Localisation des plus forts pourcentages de RUTILE DETRITIQUE, en dehors des lits minéralisés, pour le membre supérieur du Grès Armoricaïn.

L'extension de ce comptage à plusieurs centaines de lames prélevées sur des sites différents, eux-mêmes répartis sur un vaste domaine géographique (Fig.49) a pour but de vérifier si le cortège de minéraux lourds est réellement homogène à l'échelle géographique considérée et de mettre en évidence de possibles gradients de teneur qu'il faudra, le cas échéant, interpréter en fonction d'autres observations à caractère sédimentologique (par exemple : répartition des lits minéralisés dans les différentes structures sédimentaires rencontrées).

2 - Choix des méthodes analytiques

Etant donné la très faible quantité de minéraux lourds contenue dans la roche (inférieure à 2%) et l'existence de nombreux niveaux d'accumulation de ces minéraux, j'ai choisi d'appliquer les comptages à ces horizons minéralisés.

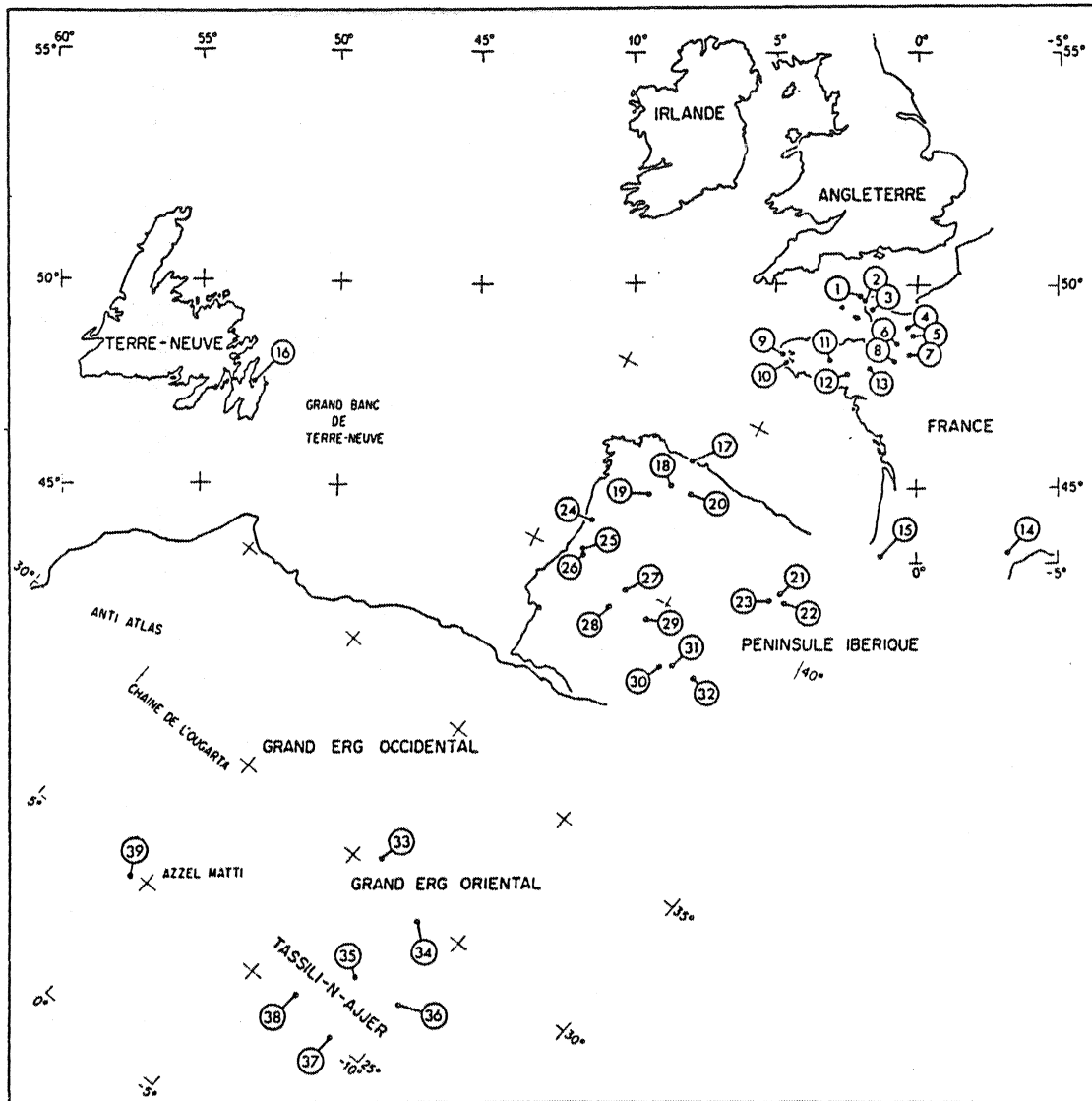


Fig.49 : Localisation géographique des sites retenues pour l'analyse pétrographique et granulométrique des niveaux minéralisés.

I - FRANCE

A - Massif Armoricaïn

- Normandie Septentrionale
 - 1 : Merquetot - Cap de la Hague
 - 2 : Herquemoulin - Cap de la Hague
 - 3 : Briquerec - Carrière de la Roquette
- Normandie Centrale
 - 4 : Nord de Falaise - Vallée du Laizon
 - 5 : Guéprei - Gorges du Meillon
- Normandie Méridionale
 - 6 : Domfront - Carrière des Tanneries
 - 7 : Sillé-le-Guillaume
- Synclinorium Médian Armoricaïn
 - 8 : Nord de Laval - Carrière de Camp-français
 - 9 : Camaret - Pointe du Gouin
 - 10 : Crozon-Morgat - Site du Gador
 - 11 : Mur de Bretagne - Lac de Guerlédan
- Synclinaux du Sud de Rennes
 - 12 : Malestroit - Carrière de Roga
 - 13 : Sud de Rennes - Carrières de Mal-roche et de Bénéoc

B - Montagne Noire (Versant Sud)

- 14 : Sud de Roquebrun - Coupe de l'Orb
- C - Pyrénées Atlantiques
 - 15 : Col d'Ispey

II - TERRE-NEUVE (partie Nord-Est)

- 16 : Bell-Island - Conception Bay

III - PENINSULE IBERIQUE

A - Zone Ouest-asturienne-léonaise

- 17 : Cabo de Busco (Luerca)
- 18 : Palacios del Sil (coupe du Sil)
- 19 : Sierra de Caurel (Quiroga)

B - Zone Cantabrique

- 20 : Barrios de Luna

C - Chaînes Celtibériques

- Branche orientale
 - 21 : Alpartir
 - 22 : Herrera de los Navarros
- Branche occidentale
 - 23 : Berrueca

D - Zone Centre Ibérique

- 24 : Valongo (Est de Porto)
- 25 : Penacova (coupe du Mondego)
- 26 : Nord Est de Serpins
- 27 : Mirabel (Nord de Cáceres)
- 28 : Sierra San Pedro
- 29 : Embalse de Cijara
- 30 : Solana del Pino (Sud de Puertollano)
- 31 : San Lorenzo de Calatrava (Sud de Puertollano)
- 32 : Despeñaperros - Aldequemada

IV - AFRIQUE (SAHARA)

- 33 à 39 : Région septentrionale du Hoggar (Tassili-N-Ajjer)

Dans le cas de sédiments indurés, il est habituel d'analyser les minéraux lourds après broyage et séparation par liqueur dense. Cette méthode est généralement longue à réaliser et donc peu adaptée à une étude de grande ampleur (plusieurs centaines d'échantillons). Le broyage présente, en outre, le risque de fractionner certaines espèces minérales fragiles (par exemple : grains allongés de tourmaline) et ainsi d'en augmenter sensiblement les proportions au sein du cortège.

J'ai retenu, pour le comptage, l'analyse directe en lames minces des échantillons prélevés dans les niveaux gréseux minéralisés (cf. Paragraphe concernant la méthodologie relative aux techniques utilisées sur le terrain).

Les compositions minéralogiques obtenues (par les comptages) ne seront donc pas représentatives de l'ensemble des grès mais uniquement des anomalies en minéraux lourds qu'il contiennent.

3 - Précisions sur l'utilisation de la méthode

La présence de lits minéralisés plans dans l'espace et rectilignes en lames minces, donne au sédiment un aspect anisotrope ne permettant pas l'utilisation du compteur de points.

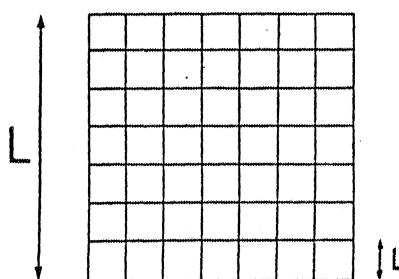
Le comptage en surface semble une méthode mieux appropriée.

a - Description de la méthode de comptage en surface

a.1 Matériel utilisé

Les lames minces ont toujours été faites en sections perpendiculaires à la stratification principale.

Dans un des oculaires (x11) est introduit un réseau quadrillé composé de 49 petits carrés.



Etalonnage de la grille de comptage
en fonction des objectifs :

objectif X2,5:	L=2,8mm	l=400 μ
objectif X10 :	L=700 μ	l=100 μ
objectif X25 :	L=280 μ	l= 40 μ

Seuls ces trois objectifs ont été utilisés :

-- Le premier (X2,5) pour une vue générale de la lame mince (maturité de texture, maturité de composition, granulométrie, nombre d'accumulations de minéraux lourds, localisation du lit le plus minéralisé).

-- le second (X10) pour effectuer le comptage des grains

-- le troisième (X25) pour la détermination de certains minéraux.

	Taille en mm	ROCHES			
		Consolidées		Meubles	
		Rudites	RUDITES	Blocs et galets	
ELEMENTS FIGURES > 0,030 mm	2	Très grossières	SABLITES ou GRES	Sables	
	1	Grossières			
	0,500	Moyennes			
	0,250	Fines			
	0,125	Très fines			
	0,064	Grossières			
MATRICE ^(*)	0,030	Fines	Siltites	LUTITES	Silts
	0,004	Argilites	Argilites		Argiles

(*) Le terme "matrice" est purement descriptif : il désigne l'ensemble des éléments dont la taille est inférieure à 0,030 mm (cette définition concerne uniquement les sables et les lutites).

Fig.50 : Classification granulométrique des roches sédimentaires détritiques terrigènes. (Inspiré de Grabau (1904) et Niggli (1935)).

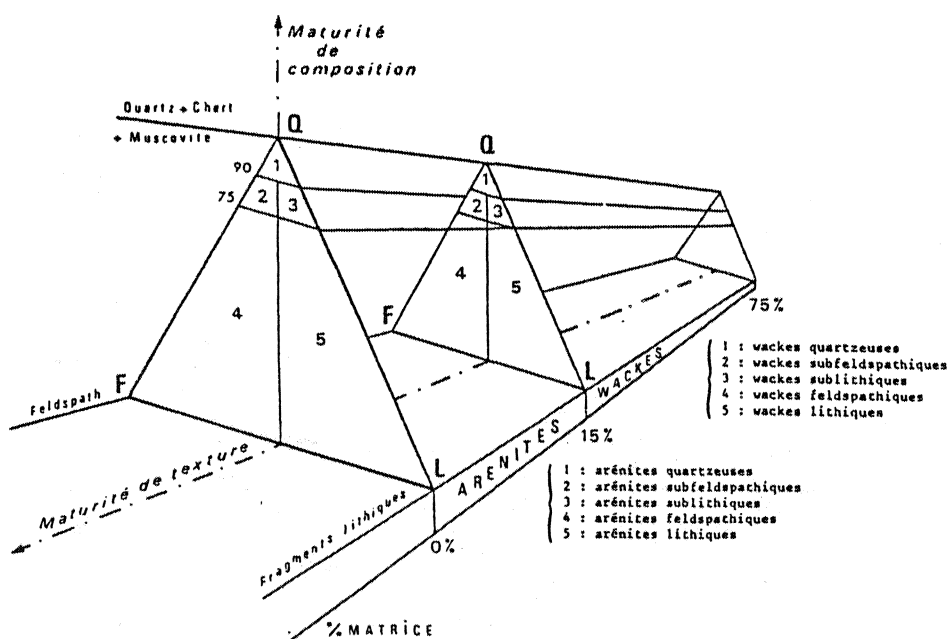


Fig.51 : Classification modale des roches sédimentaires détritiques terrigènes appartenant aux classes granulométriques des sables et des siltites grossières. (d'après DOTT (1964)).

a.2 Analyse de lames minces

-- Classification

. la classification granulométrique des roches sédimentaires détritiques terrigènes se fait suivant la taille des éléments constituant la majeure partie du volume total de la roche (cf. Fig.50).

. la classification modale tient compte de deux paramètres pour caractériser le degré d'évolution du sédiment (cf. Fig.51) :

- d'une part la maturité de texture, qui est fonction de la part volumétrique occupée par la matrice,
 - . les arénites sont définies par un volume de la matrice inférieur à 15% du volume total de la roche
 - . les vackes sont définies par un volume de la matrice compris entre 15 et 75% du volume total.

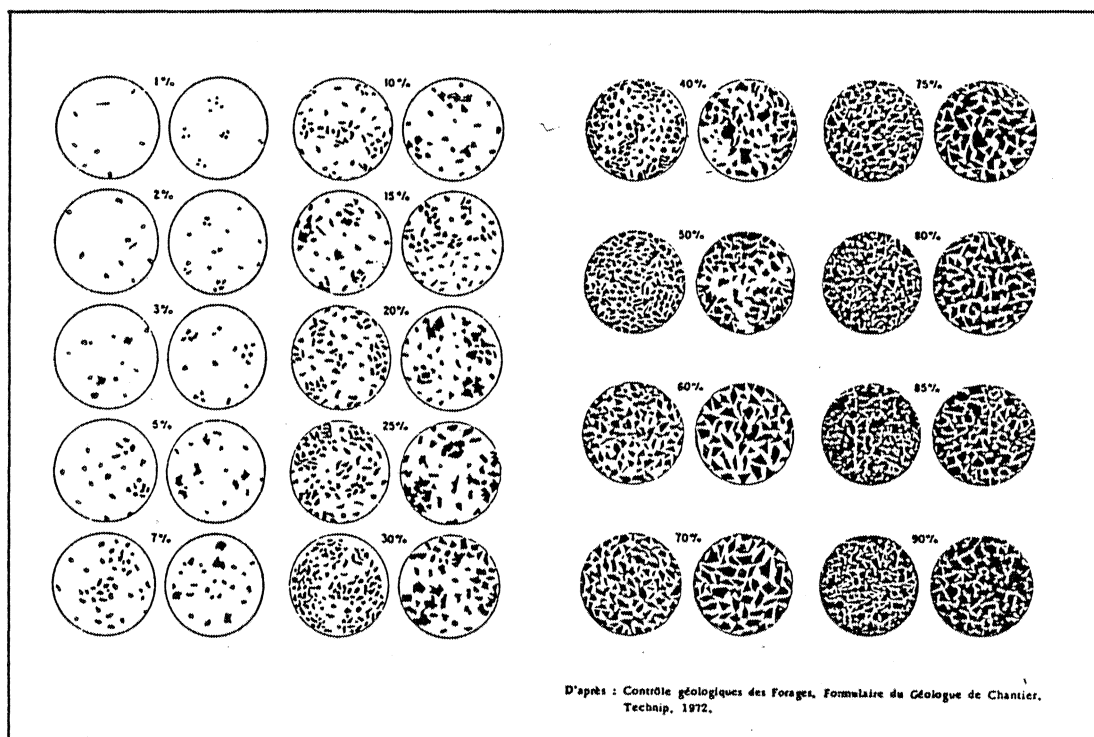


Fig.52 : Evaluation visuelle des pourcentages.

Les diagrammes présentés sur la figure 52 ont été utilisés pour l'évaluation des pourcentages de matrice et des éléments figurés. Il est cependant difficile de savoir si le volume matriciel actuellement observable est réellement identique à celui présent lors du dépôt. La présence de joints stylolithiques, de cherts vraisemblablement diagénétiques et de couronnes de recristallisation plus ou moins importantes autour des grains de quartz suggèrent une disparition partielle ou totale, suivant les cas, de la matrice au cours de la diagénèse ou de l'altération postérieure de la roche.

- et d'autre part, la maturité de composition, qui est fonction de la nature des éléments détritiques de taille supérieure à 30 μ .

Le degré de maturité de composition dépend du rapport :

$$\frac{\text{Quartz + Cherts (fragments lithiques uniquement quartzeux) + Muscovite}}{\text{Feldspaths + Fragments lithiques (autres que des cherts)}}$$

Ces deux paramètres (maturité de texture et maturité de composition) sont intégrés dans un diagramme en trois dimensions (Fig.51).

-- Observations de quelques caractéristiques particulières de la lame

A l'échelle de la lame mince, il est parfois possible de reconnaître des niveaux grano-classés, des litages obliques, des figures érosives, des traces d'activité organique (destruction des accumulations de minéraux lourds et du granoclassement le long de structures tubulaires verticales (Scolithes)). La présence de fragments lithiques d'origine variée, tels que des galets schisteux, gréseux, phosphatés, des galets ou grains d'origine volcanique (quartz à allure volcanique - fragments lithiques de roches volcaniques) peut être également soulignée. Dans certains cas il est possible d'évaluer l'usure des grains de quartz.

-- Comptage des minéraux dans les lits minéralisés

. Généralités

Les comptages ont été effectués, à différentes échelles, dans les niveaux les plus riches en minéraux lourds :

. premièrement, à l'échelle de l'échantillon : comme il a déjà été précisé, les échantillons ont été prélevés dans les grès minéralisés en apparence.

. deuxièmement, à l'échelle des lames minces : certaines présentent plusieurs lits de minéraux lourds. Les comptages ont toujours été appliqués à l'accumulation la plus concentrée.

. et enfin, à l'échelle du lit minéralisé : là aussi, les analyses ont porté sur les zones les plus riches (Fig.53).

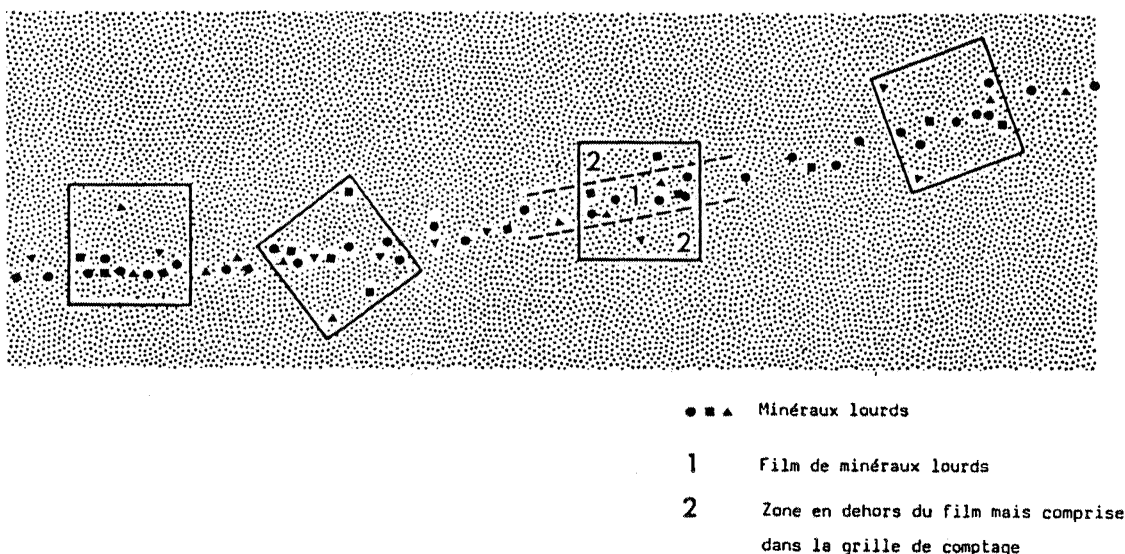


Fig.53 : Choix des zones les plus riches en minéraux lourds dans un film minéralisé (vue perpendiculaire à So).

Dans la mesure où le but du comptage est d'analyser qualitativement et quantitativement le cortège de minéraux lourds, il convenait, au moins en ce qui concerne l'aspect qualitatif, de définir avec précision une méthodologie unique de comptage. Les comparaisons verticales et horizontales peuvent alors être envisagées puisque les valeurs obtenues sont comparables sur le plan analytique.

. Précisions d'ordre analytique

Après quelques essais, il est apparu statistiquement suffisant d'utiliser quatre grilles de comptage à l'intérieur d'un même horizon minéralisé pour obtenir des pourcentages représentatifs des différents minéraux présents (minéraux lourds et autres), (Fig.53).

Pour chaque grille, tous les éléments figurés sont comptés, y compris ceux placés en dehors du lit minéralisé.

Les résultats du comptage ne seront donc pas exclusivement liés à la concentration des minéraux lourds au sein des accumulations, mais ils seront également représentatifs de l'épaisseur de ces films.

4 - Limites de la méthode

a - Choix des zones les plus concentrées dans un film de minéraux lourds

Les comptages (et l'échantillonnage) reposent principalement sur une série de choix (choix des échantillons les plus minéralisés, choix des zones les plus riches à l'échelle de la lame mince et à l'échelle de l'accumulation des minéraux lourds). Ceci correspond, en définitive à la réalisation d'un sondage non aléatoire, et non d'une analyse purement statistique d'une population. Les erreurs sont alors théoriquement nulles puisque les mesures sont subordonnées à des choix. Toutefois, dans un certain nombre de cas, le choix peut se faire de façon multiple et à priori équivalente. Il est alors nécessaire de vérifier si les différentes possibilités donnent bien réellement les mêmes résultats.

1er Test :

Choix des zones les plus concentrées dans un film de minéraux lourds

. Ce choix est subordonné aux limites d'observation de l'échantillon déterminées par la taille de la lame mince. En considérant le volume de l'échantillon, il devient difficile de savoir si la zone riche retenue sur la lame est bien réellement la plus riche du film de minéraux lourds pris dans son ensemble.

Des comptages réalisés sur quatre lames, faites à divers endroits d'un même échantillon (Fig.54), donnent des résultats sensiblement identiques :

%	Zircon	Rutile	Tourmaline
lame : Face A	7	4.4	0.5
lame : Face B	7	5.7	0.8
lame : Face C	6.1	5	0.75
lame : Face D	5.7	5.3	1.2
Intervalle de confiance à 95% exprimé en pourcentage avec n = 4 (nombre de lames)	15	15	40

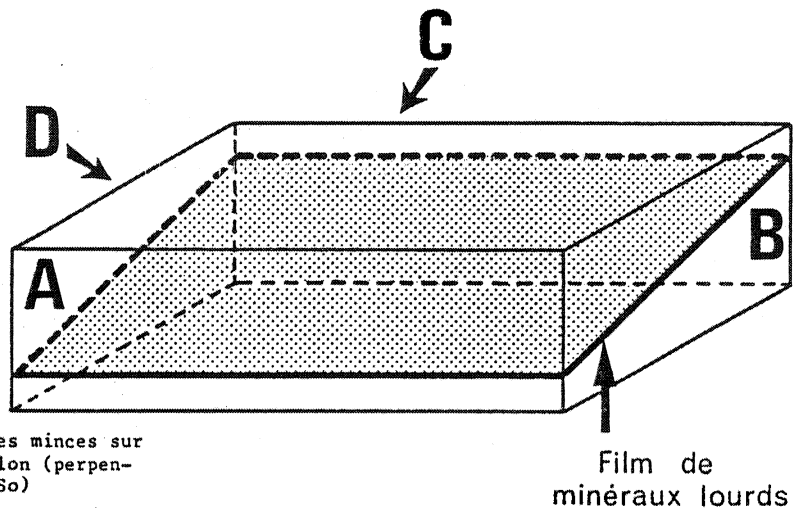


Fig.54 : Position des lames minces sur un même échantillon (perpendiculairement à So)

La faible concentration de la Tourmaline explique les taux d'erreur importants obtenus (40%).

Ce test confirme la représentativité d'une seule lame par échantillon (tout au moins au regard des films de minéraux lourds).

A l'échelle de l'échantillon, les concentrations de minéraux lourds au sein d'une accumulation, doivent être relativement homogènes (au moins dans le cas de films riches). Un test réalisé avec n supérieur à 4 donnerait des résultats plus satisfaisants.

2ème Test :

Choix relatif à la position des quatre grilles de comptage

. Il est également dépendant de la richesse en minéraux lourds du film.

Deux cas extrêmes se présentent :

- lorsque les films sont très riches (Fig.55) : plusieurs choix sont alors possibles puisqu'il existe un nombre assez élevé de zones fortement concentrées (Fig.55 : choix A, B, C). Une série de comptages (quatre fois quatre grilles différentes), appliqués sur plusieurs lames, donne les résultats suivants :

%	Zircon	Rutile	Tourmaline
Intervalle de confiance à 95% exprimé en pourcentage avec $n = 4$ (n = nombre de comptages)	15	15	40

Ces valeurs de l'intervalle de confiance à 95% confirment les résultats du test précédent. En effet, les erreurs faites sur des comptages différents au sein d'une même lame mince sont identiques à celles faites sur des comptages appliqués à des lames différentes d'un même échantillon. Le caractère homogène des concentrations de minéraux lourds au sein d'une même accumulation est donc confirmé.

Par ailleurs, ce dernier test montre que les erreurs dues au choix des quatre zones riches sont relativement faibles pour le zircon et le rutile. Elles seraient d'ailleurs atténuées avec n supérieur à quatre.

- dans le cas de lits faiblement minéralisés, les zones les plus concentrées sont alors assez peu nombreuses et il devient pratiquement impossible de choisir plusieurs fois quatre grilles de comptage. L'erreur sur ce choix est donc nulle, (Fig.56).

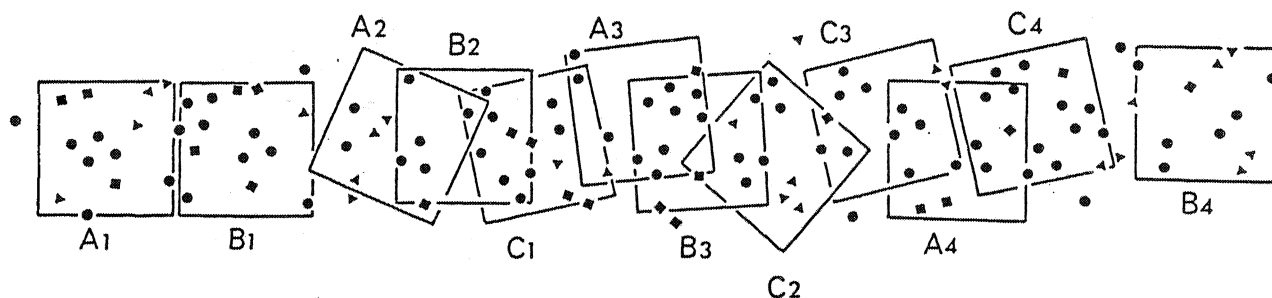


Fig.55 : Choix des zones riches en minéraux lourds dans un film très concentré.

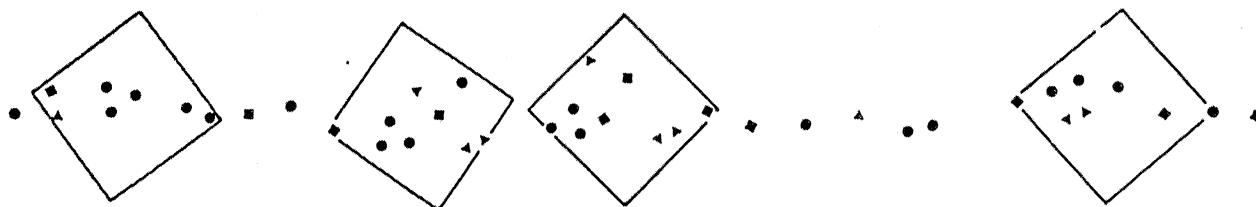


Fig.56 : Choix des zones riches en minéraux lourds dans un film pauvre.

En définitive, les tests précédents montrent que quelque soit le choix réalisé (pour les cas où plusieurs choix sont possibles), les résultats ne sont pas fondamentalement modifiés, au moins en ce qui concerne le zircon et le rutile.

b - Comptage des minéraux (s.s.)

Le comptage des minéraux, réalisé selon la méthode proposée, est parfois confronté à certaines difficultés.

a.1 Recristallisation des grains de quartz

Le plus souvent, les nourrissages siliceux ne modifient pas le nombre de grains de quartz pour une surface déterminée. En effet, les surcroissances occupent, généralement, les anciens pores du sédiment.

Par contre, il peut arriver que ces recristallisations de quartz soient liées à la tectonique plus ou moins développée. Des phénomènes de pression-dissolution puis de recristallisation peuvent modifier le volume initial du sédiment et ainsi perturber le comptage.

Toutefois, dans ces cas particuliers, les incertitudes relatives au nombre de grains de quartz n'influencent que très faiblement les pourcentages, dans la mesure où le quartz est toujours l'élément majoritaire (plus de 75% en moyenne sur 328 lames minces). D'autre part, les comptages dans les zones à stylolites ont été évités.

a.2 Granulométrie

Dans le cas d'un comptage en surface, un nombre identique de grains d'une même espèce minérale (autre que le quartz), peut donner des pourcentages très différents en fonction des variations granulométriques du quartz. Le test suivant a été réalisé afin de déterminer si les différentes concentrations de minéraux lourds sont uniquement liées à la méthode de comptage, ou si elles reflètent bien un phénomène sédimentaire :

-- analyse de la teneur en zircon en fonction de la granulométrie (sur 289 lames minces)

La figure 57 montre une relation très étroite entre le nombre de grains de zircon et le nombre total de grains comptés, ce dernier étant une fonction directe de la granulométrie (surface de comptage fixe). Cette relation s'exprime par une augmentation du nombre de grains de zircon en même temps qu'une diminution de la granulométrie.

La répartition des points expérimentaux ne semble pas obéir à une loi simple, telle qu'une loi linéaire, représentée sur la figure 57, et calculée par la méthode des moindres carrés. Il apparaît plutôt qu'une loi exponentielle puisse mieux expliquer cette répartition, comme l'indique la figure 58 où le log népérien du nombre de grains de zircon est représenté en fonction de la granulométrie. Les pourcentages de minéraux lourds obtenus sont donc principalement fonction du nombre de grains comptés (pour chacun de ces minéraux : zircon, rutile, tourmaline) et non des variations granulométriques (nombre total de grains comptés).

5 - Traitement informatique des données de comptage

Le traitement informatique des données de comptage a été réalisé au Centre Interuniversitaire de Calcul de Bretagne (CICB), en collaboration avec M. Morel. L'utilisation du logiciel SPSS (Statistical Package for Social Sciences), spécialisé dans le traitement statistique de grands ensembles de données, a permis de réaliser un certain nombre de calculs.

La démarche entreprise, résumée sur la figure 59, est la suivante :

1 : Analyse factorielle

L'analyse factorielle a pour but d'extraire un maximum d'informations d'un ensemble de données dont la répartition se fait dans un espace à n dimensions, (n étant le nombre de paramètres considérés) en réduisant la dimension de cet espace. A partir de la matrice de corrélation, m nouvelles variables ($m < n$) appelées facteurs, sont définies et suffisent à expliquer un pourcentage élevé de la variance. Ces facteurs sont des fonctions linéaires des paramètres de base. La projection des données sur un plan factoriel, déterminé par deux facteurs principaux permet de visualiser les regroupements ou les dispersions des points au sein du nuage initial (cf. Laffitte, 1972).

En fonction de la signification de chaque facteur, il convient alors d'interpréter les diagrammes obtenus.

Deux analyses factorielles ont été réalisées (Fig.59, A1 et A2) :

-- l'une à partir d'un ensemble de données composé de 10 paramètres par lame mince, pour 328 lames,

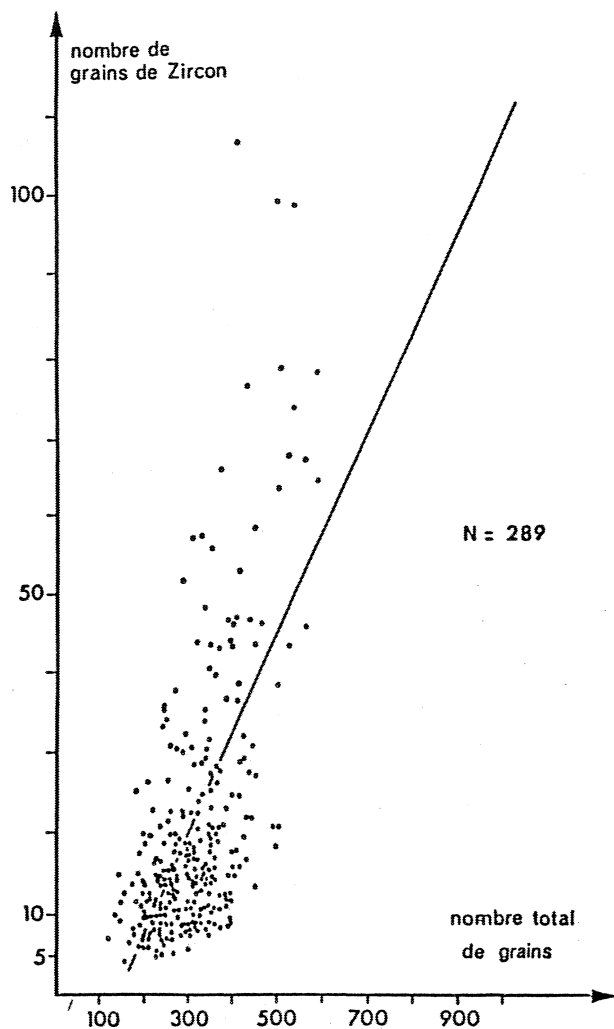


Fig.57 : Répartition des points expérimentaux ($N = 289$), en fonction du nombre total de grains et du nombre de grains de zircon.

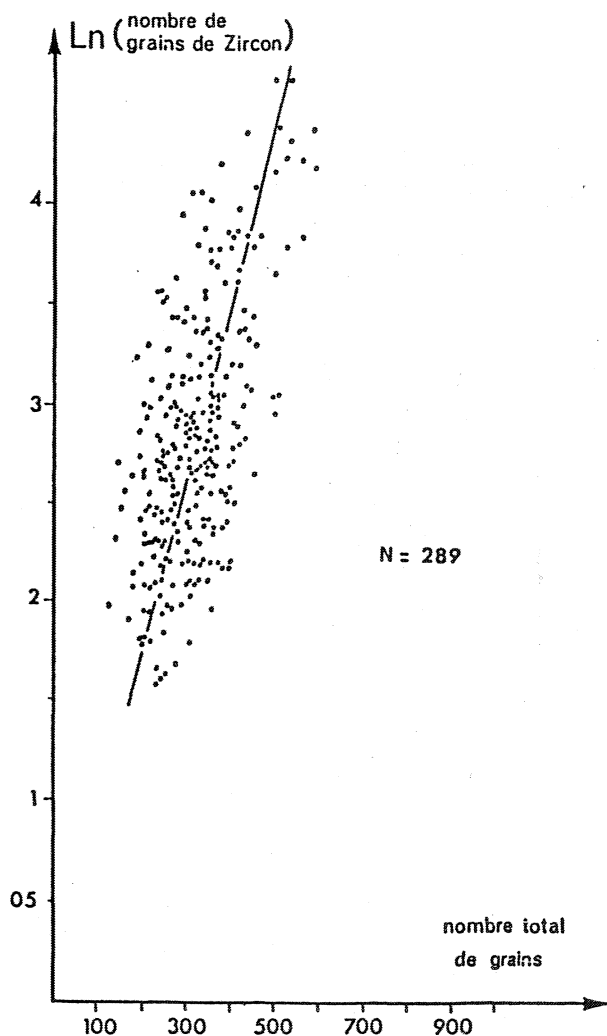


Fig.58 : Répartition des points expérimentaux (N = 289), en fonction du nombre total de grains et du logarithme népérien du nombre de grains de zircon.

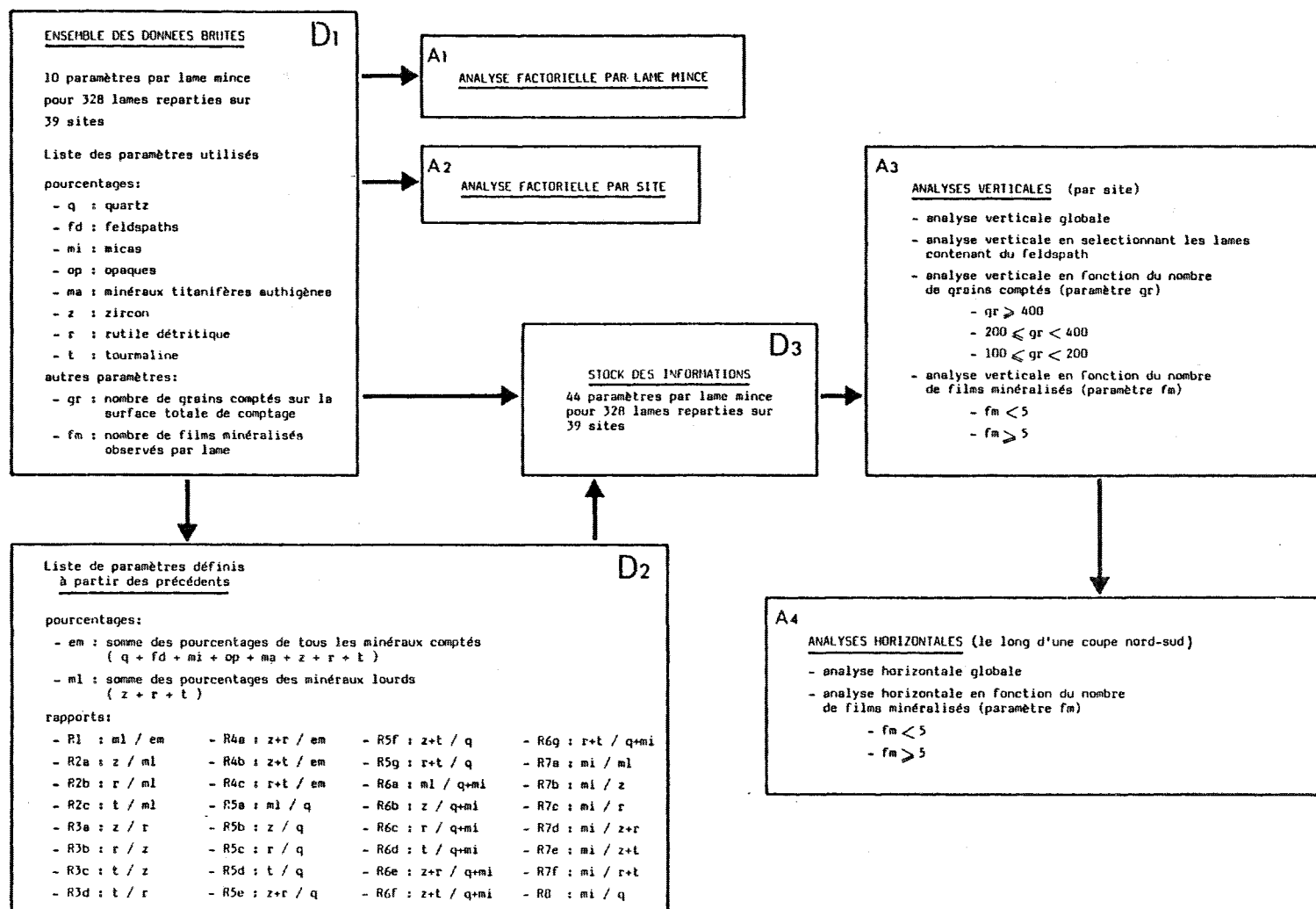


Fig.59 : Méthodologie relative au traitement informatique des données de comptage.

-- l'autre à partir d'un ensemble de données composé de 10 paramètres par site, pour 39 sites retenus (les moyennes des lames d'un même site sont calculées pour chaque paramètre).

2 - Elargissement du stock initial de données, par adjonction de nouveaux paramètres définis à partir des 10 précédents (Fig.59 : D1 vers D2).

3 - Formation d'un stock des valeurs de chaque paramètre pour toutes les lames minces.
Taille : 44 paramètres par lame mince, pour 328 lames réparties sur 39 sites (Fig.59 : D3 = D1+D2).

4 - Analyses verticales (Fig.59 : A3)

Dans un premier temps, il s'agit de calculer, pour tous les paramètres, la moyenne de toutes les lames d'un même site.

Dans un deuxième temps, il s'agit de procéder aux mêmes calculs tout en appliquant différentes sélections de lames minces, en fonction de la valeur de certains paramètres.

5 - Analyses horizontales (Fig.59 : A4)

Ces analyses sont uniquement limitées aux 32 paramètres correspondant aux rapports R1, R2a,...,R8 (Fig.59 : D2, rapports).

Pour chacun des paramètres considérés, il s'agit de construire, à partir des résultats des analyses verticales, des courbes de variation de la valeur du paramètre en fonction des différents sites étudiés (coupe Nord-Sud).

6 - Méthodologie et critique relatives à l'échantillonnage

Afin de tester si l'échantillonnage doit être très serré pour devenir significatif, j'ai réalisé, avec la collaboration de F. Guillocheau et J. Durand, un prélèvement vertical à maille très petite, en fonction des données sédimentologiques (unité par unité).

En raison des bonnes conditions d'affleurement, la coupe de Corrijou-Pointe du Grand Gouin à Camaret (Nord de la Presqu'île de Crozon), dans le membre supérieur de la Formation du Grès Armoricaïn, a été retenue.

Le choix des échantillons n'a pas été fait au hasard ; en effet, comme il a déjà été signalé, les zones les plus minéralisées en apparence ont été préférentiellement recherchées. Cependant, lorsqu'il s'est avéré impossible de reconnaître des lits minéralisés, des échantillons ont tout de même été recueillis pour ne pas rompre la maille du prélèvement.

Au total, sur 130 échantillons, 21 d'entre-eux possèdent des accumulations de minéraux lourds. Les comptages réalisés sur ces niveaux donnent les résultats suivants :

%	Zircon	Rutile	Tourmaline
Pourcentages moyens (sur 21 lames minces)	8,56%	5,35%	0,81%
Résultats obtenus avec 3 lames : prélevées au cours d'un échantillonnage ordinaire	9,82	5,4	0,64

Un échantillonnage moins serré, fait de manière systématique sans tenir compte des unités sédimentaires (souvent non déterminables dans les coupes de carrières), mais également effectué dans les niveaux minéralisés, décelables à l'oeil nu, revient presque à prendre au hasard quelques échantillons parmi les 21 retenus ci-dessus.

Les résultats obtenus à partir de deux séries de 100 prises au hasard de 6 échantillons parmi 21, puis d'une série de 10 prises étant équivalents, une seule série de 50 prises au hasard sera donc suffisante pour la suite des calculs (cf. Fig.60).

Nombre de prises au hasard de 6 échantillons parmi 21	Zircon	Rutile	Tourmaline
100	1,29	0,55	0,27
100	1,17	0,58	0,24
10	1,13	0,64	0,29
50	1,13	0,56	0,30

Fig.60 : Moyenne des écarts à la moyenne obtenue pour les différents minéraux, en fonction du nombre de prises au hasard de 6 échantillons parmi 21.

Pour les séries de 50 prises au hasard d'1, puis 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 et 10 échantillon(s) parmi 21, les valeurs de l'écart à la moyenne exprimées en pourcentage sont portées sur la figure 61.

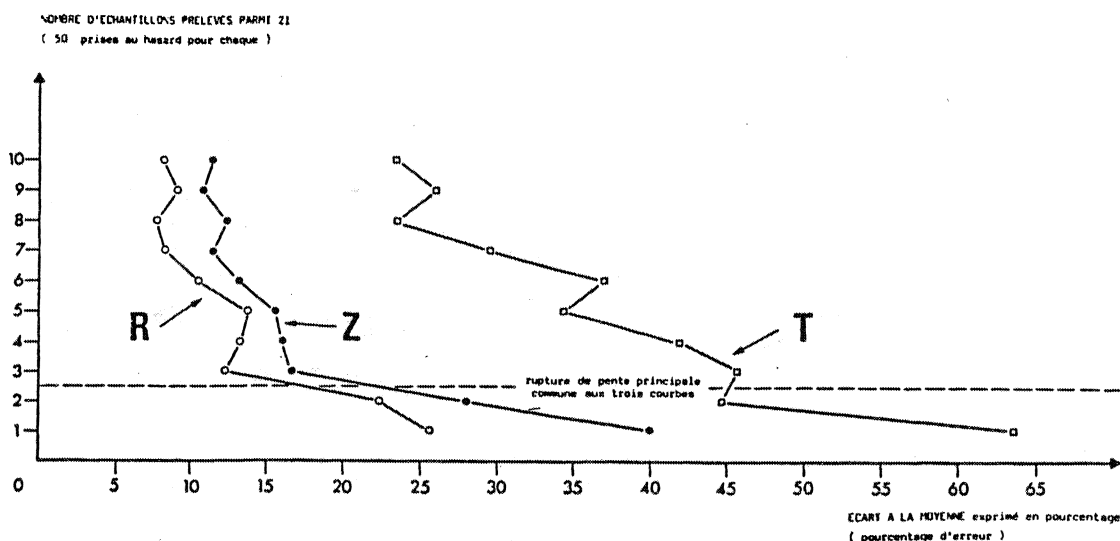


Fig.61 : Variations de l'écart à la moyenne des teneurs en zircon, rutile et tourmaline, en fonction du nombre d'échantillons prélevés parmi 21.

- Le zircon et le rutile présentent des écarts à la moyenne faibles (moins de 17% d'erreur) au delà de deux échantillons prélevés au hasard (Fig.61, courbes Z et R).

- La tourmaline, toujours en petite quantité dans les films minéralisés, présente une courbe de même allure que les précédentes mais avec un pourcentage d'erreur supérieur à 20% dans tous les cas (Fig.61, courbe T).

Il ne semble donc pas nécessaire de procéder à un échantillonnage très serré pour obtenir des résultats satisfaisants.

Les prélèvements seront effectués systématiquement sur chaque site étudié avec deux contraintes :

- si possible, appliquer une trame identique d'échantillonnage sur tous les sites (taille moyenne de la trame : 1 échantillon tous les 10m de sédiments)
- rechercher les niveaux minéralisés.

Les différences importantes, à la fois des conditions d'affleurement et des puissances des formations, n'ont pas toujours permis de réaliser un échantillonnage avec un pas parfaitement équivalent sur tous les sites.

Dans la mesure où les échantillons ne sont pas pris au hasard sur le terrain, et vu l'allure des courbes du précédent test (Fig.61), on peut penser qu'au delà d'un certain seuil de prélèvement (placé relativement bas), les résultats doivent être significatifs.

Afin de raisonner en termes de paléogéographie, cet échantillonnage a été effectué sur une grande aire géographique (cf. Fig.49) :

- sur une zone située dans un contexte tectonique en distension (à l'époque du dépôt) :
 - . Massif Armoricaïn (600 échantillons)
 - . Péninsule Ibérique (390 échantillons)
 - . Montagne-Noire et Pyrénées Atlantiques (50 échantillons)
- sur une région stable tectoniquement (mis à part les rejeux verticaux de failles anciennes) :
 - . Sahara (Tassili-n-Ajjer et bassin de Fort-Polignac) (100 échantillons sur 2000 observés)
- à titre de comparaison, quelques échantillons ont été étudiés sur un domaine de tectonique active (subduction du Iapetus) :
 - . Terre-Neuve (Bell Island)
 - . Pays-de-Galles.

a

Numéro du Site	Quartz	Feldspath	Mica	Opaque	Rutile authigène	Rutile détritique	Zircon	Tourmaline
1	84.	0.	1.	3.	6.	3.	3.	0.
2	78.	1.	1.	4.	4.	6.	6.	0.
3	80.	0.	2.	5.	6.	4.	3.	2.
4	72.	0.	3.	7.	5.	5.	7.	0.
5	79.	0.	3.	4.	5.	4.	4.	1.
6	79.	0.	4.	3.	4.	3.	4.	2.
7	78.	0.	6.	3.	4.	3.	4.	1.
8	72.	1.	10.	3.	4.	3.	5.	2.
9	72.	0.	2.	5.	6.	5.	0.	1.
10	71.	0.	2.	6.	6.	5.	10.	1.
11	78.	0.	6.	3.	3.	4.	6.	1.
12	63.	0.	17.	3.	3.	5.	7.	1.
13	74.	0.	4.	4.	4.	4.	7.	1.
14	72.	7.	5.	2.	2.	5.	6.	1.
15	82.	1.	2.	3.	2.	4.	5.	1.
16	69.	11.	4.	3.	3.	5.	5.	1.
17	72.	3.	4.	5.	2.	4.	8.	2.
18	71.	2.	5.	6.	2.	4.	7.	2.
19	68.	0.	0.	0.	4.	11.	14.	2.
20	77.	0.	3.	2.	2.	6.	8.	2.
21	82.	0.	4.	1.	2.	4.	5.	2.
22	76.	0.	5.	2.	3.	6.	7.	1.
23	78.	0.	3.	2.	4.	6.	6.	1.
24	83.	0.	2.	1.	2.	5.	5.	1.
25	85.	0.	2.	1.	2.	4.	4.	1.
26	81.	0.	1.	3.	2.	6.	6.	1.
27	87.	0.	2.	1.	1.	4.	5.	1.
28	80.	0.	4.	4.	2.	3.	5.	2.
29	86.	0.	4.	1.	1.	3.	4.	1.
30	86.	0.	3.	2.	2.	4.	4.	0.
31	84.	0.	1.	3.	2.	4.	4.	1.
32	78.	0.	2.	4.	3.	6.	7.	1.
33	81.	1.	0.	6.	2.	2.	6.	1.
34	74.	0.	2.	7.	3.	4.	9.	2.
35	83.	0.	2.	2.	2.	3.	6.	2.
36	50.	1.	0.	11.	10.	8.	18.	1.
37	83.	0.	0.	2.	0.	2.	11.	1.
38	84.	0.	0.	4.	2.	3.	6.	2.
39	64.	4.	1.	8.	4.	3.	17.	1.

b

Moyenne générale (pour tous les sites)	Moyenne	Ecart-type
Quartz	76,8	7,4
Feldspath	0,86	2,1
Mica	3,1	3
Opaque	3,55	2,2
Rutile authigène	3,17	1,88
Rutile détritique	4,4	1,65
Zircon	6,8	3,35
Tourmaline	1,25	0,61

Tabl.7 : Compositions minéralogiques des horizons minéralisés du "Grès Armoricaïn" (s.1)

a : compositions minéralogiques moyennes par site

b : composition minéralogique moyenne de l'ensemble des régions étudiées.

B - RESULTATS SUR L'ENSEMBLE DES REGIONS ETUDIEES

1 - Classification modale des grès minéralisés

a - Maturité de texture

Sur 328 échantillons analysés, 240 appartiennent à la classe des arénites. Parmi les 88 restants (classe des wackes) 12 seulement possèdent plus de 25% de matrice. L'évaluation du pourcentage de matrice, effectuée sur ces grès minéralisés confirme donc la très bonne maturité de texture de ces échantillons, maturité également mise en évidence hors des lits de minéraux lourds (à l'échelle du Massif Armoricaïn).

b - Maturité de composition

Dans la mesure où la méthode de comptage utilisée est essentiellement conçue pour analyser les accumulations de minéraux lourds, les compositions globales obtenues ne peuvent être représentatives de l'ensemble du sédiment. Les valeurs exprimées en pourcentage sur le tableau 7 représentent les compositions minéralogiques moyennes par site (tabl. 7a) et la composition minéralogique moyenne de l'ensemble des régions étudiées (tabl. 7b). Les fragments lithiques (non comptabilisés) ont généralement une distribution similaire à celles des feldspaths et ne semblent pas plus importants qu'eux sur le plan quantitatif (excepté dans quelques échantillons non minéralisés du Pays de Galles).

On peut donc considérer, d'une façon générale, que ces grès se répartissent dans les classes 1 et 2 de la figure 49, c'est à dire :

- classe 1 : arénites et wackes quartzeuses.
- classe 2 : arénites et wackes subfeldspathiques.

Selon la classification de Dickinson et Suczek (1979, Fig.1 et 2), la maturité de composition d'un sédiment est liée à la nature de sa source. Dans le cas des grès analysés ici, il pourrait s'agir de sédiments provenant de l'érosion d'un socle continental ou d'un recyclage sédimentaire à partir d'une zone orogénique (cf. Dickinson et Suczek, 1979). Toutefois, d'autres facteurs, tels que les conditions climatiques, l'altération, le mode et la durée du transport, contrôlent également la maturité du sédiment. Dans le cas de sédiments matures comme celui-ci, la seule composition minéralogique ne permet pas de reconnaître la nature de la source ou la prédominance de l'un de ces facteurs.

2 - Répartition géographique des sites où les sédiments sont plus immatures (Fig.62)

En fonction du contexte géologique local ou régional et du contexte géodynamique proposé pour cette époque, il est possible d'émettre quelques hypothèses concernant la répartition des feldspaths (et/ou des fragments lithiques) dans les sédiments de la Formation du Grès Armoricaïn ou de ses équivalents. Compte tenu de l'irrégularité géographique et stratigraphique de la répartition des feldspaths dans le sédiment (Fig.62), il s'agit très probablement d'apports locaux ou tout au moins régionaux.

En effet, dans le Cotentin où le "Grès Armoricaïn" repose avec une légère discordance sur des "Grès feldspathiques" d'âge Cambrien inférieur (cf. Doré, 1969), il est vraisemblable que ceux-ci aient pu représenter une source possible de matériel immature (Doré, 1969). Dans certaines régions de la Normandie méridionale (Sillé-le-Guillaume), et surtout en Vendée (Quartzite de la Châtaigneraie), il semble plutôt que les épandages voisins de volcanites acides alcalines d'âge Cam-

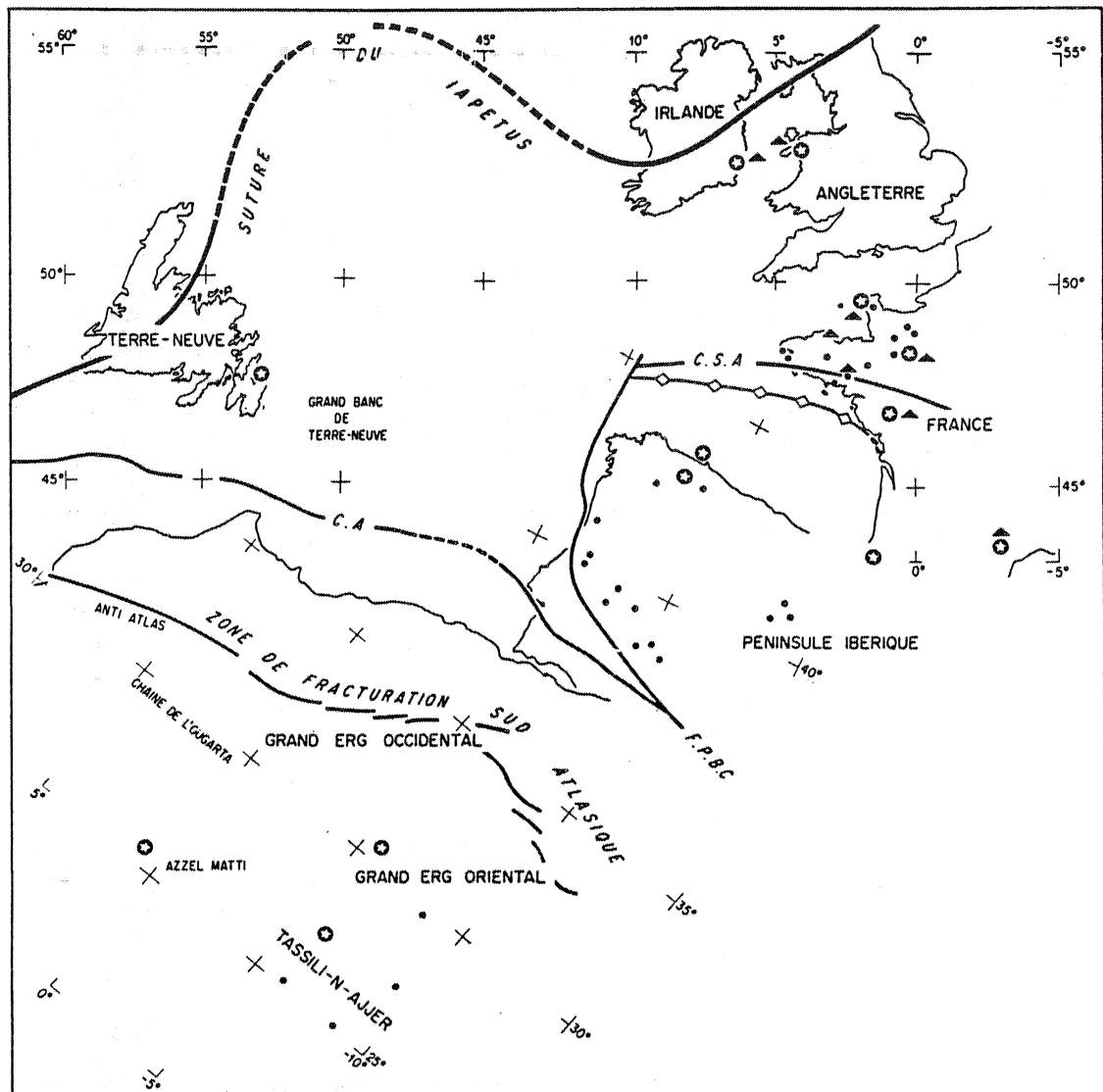


Fig.62 - Répartition des sites où les sédiments sont immatures.

- ★ Sédiment immature (entre 1 et 25% de feldspaths et/ou de fragments lithiques)
- Sédiment mature
- ▲ Sources locales possibles (volcanisme) (cf. Boyer et al., 1979, pour le Massif Armoricaïn ; Stillman, 1979, pour l'Irlande et le Pays de Galles)
- ◇ Suture probable de l'Océan sud armoricaïn

brien moyen à Ordovicien inférieur, soient à l'origine des apports de feldspaths associés dans certains cas à des quartz présentant une allure volcanique. Toutefois, dans le cas du Massif Armoricain, pris dans son ensemble, les apports relativement peu importants de matériaux immatures peuvent trouver leur source dans une éventuelle aire émergée située dans la partie septentrionale du Massif Armoricain (Domnonée et Cap bas normand) et déjà mentionnée au cours de l'analyse des isopaques puis des paléocourants. Il faut d'ailleurs souligner, à l'appui de cette hypothèse, l'existence de sédiments très immatures, d'âge Ordovicien inférieur (cf. Auvray et al., 1980) que représentent les grès d'Erquy, du Cap Fréhel et de Plouezec-Plourivo, et dont on peut envisager une origine fluviatile ou deltaïque, au moins pour une partie de ces dépôts.

A Terre-Neuve et au Pays de Galles, la proximité de terres émergées (Ranger, ined.) soulevées par les effets de la subduction de l'océan Iapetus fonctionnant vers le Sud-Est dès l'Ordovicien inférieur, voire le Cambrien supérieur (cf. Lefort et Haworth, 1979), semble être l'une des causes essentielles des teneurs importantes de feldspaths et de fragments lithiques des grès de Bell-Island (Terre-Neuve) (8 échantillons) et surtout de fragments lithiques, dont l'origine volcanique est incontestable, dans les "Stiperstones Quartzite" du Pays de Galles (3 échantillons).

En ce qui concerne la faiblesse relative de la maturité de composition des sédiments de la Montagne Noire, des Pyrénées Atlantiques et des Asturies, deux solutions sont envisageables. On peut, en premier lieu, évoquer une activité volcanique identique à celle connue sur le Massif Armoricain et liée au régime distensif général de cette époque, ou bien alors, hypothèse plus hardie, une intumescence située entre le Massif Armoricain et la Péninsule Ibérique correspondant aux prémices de l'ouverture de l'Océan Sud Armoricain. Il faut, en effet, souligner l'alignement de ces trois points (Montagne-Noire, Pyrénées Atlantiques et Asturies) parallèle à l'axe de la future suture de cet océan (d'âge siluro-dévonien). Au Sahara, la présence irrégulière de feldspaths est reliée soit à des rejeux verticaux de failles anciennes (panafricaines) qui provoquent la remobilisation de sédiments immatures anciens ou à l'émersion locale du socle (cf. Beuf et al., 1971), soit à la proximité (toute relative) de la source des grès fluviatiles, expliquant ainsi les arrivées brutales de matériel plus ou moins mature. Cependant, l'étendue géographique des grès fluviatiles et l'homogénéité des directions de paléocourants suggèrent une source située nettement plus au sud (Afrique centrale) (Beuf et al., 1971), ce qui viendrait plutôt à l'appui de la première solution.

3 - Analyse granulométrique des niveaux minéralisés

Par le biais des comptages sur des surfaces constantes, une analyse granulométrique succincte a été réalisée. Pour chaque lame comptée, le nombre total de grains par surface correspond à une granulométrie moyenne de l'ensemble des divers grains (quartz, feldspaths, micas, minéraux lourds, etc...).

Afin d'obtenir une granulométrie approximative, uniquement basée sur les grains de quartz, il est nécessaire d'appliquer quelques corrections de surface.

Soit S la surface totale des quatre grilles de comptage et Sm, la surface occupée par environ 15% de matrice, Sg représente alors la surface occupée par les grains et s'exprime comme suit :

$$S_g = S - S_m$$

Par ailleurs, la surface d'un grain composé d'un minéral autre que le quartz, peut-être estimée, en moyenne, comme étant une fois et demi plus petite que celle d'un grain de quartz (compte tenu de la différence de densité des minéraux).

La surface S_a , occupée par les grains composés de minéraux autres que le quartz est alors :

$$S_a = \frac{S_g - \frac{S_g \times X}{100}}{1,5}$$

où X est le pourcentage du quartz (composition minéralogique obtenue pour chaque lame)

Y étant le nombre de grains de quartz comptés par lame (à partir duquel le pourcentage X a été calculé), il s'agit de trouver Y' correspondant au nombre de grains pour une surface de comptage ne comprenant plus que des grains de quartz (de taille équivalente) et non plus un mélange de grains de nature et de taille différentes.

$$Y' = \frac{Y \times S_g}{S_g - S_a}$$

$$\text{Soit } Y' = \frac{Y \times S_g}{S_g - \left(\frac{S_g \times X}{100 \times 1,5} \right)}$$

Pour chacune des 328 lames comptées, la correction a été appliquée, ce qui a permis de calculer le diamètre moyen des grains de quartz en fonction de Y' et de la surface S_g . La figure 63 représente la moyenne par site du grain moyen.

A l'exception des sites sahariens, la granulométrie des grains de quartz, au sein des accumulations de minéraux lourds est relativement homogène sur l'ensemble des régions étudiées (Fig. 63). Cependant, à l'échelle du Massif Armoricain, une faible variation granulométrique entre les régions orientales (90 à 100 μ) et occidentales (80 à 95 μ) est perceptible et s'apparente à celle déjà mise en évidence par les comptages effectués en dehors des lits minéralisés mais sur les mêmes échantillons.

Etant donné d'une part, que les accumulations de minéraux lourds se rencontrent vraisemblablement dans plusieurs types de structures sédimentaires et d'autre part que la granulométrie de ces horizons est relativement constante à l'échelle des sites considérés (excepté le Sahara), les conditions de mise en place de ces niveaux varient essentiellement en fonction de la vitesse de transport sur le fond et de la tranche d'eau. Dans tous les cas, cette granulométrie homogène au sein des accumulations de minéraux lourds est certainement due à des remaniements et tris successifs du sédiment (en liaison avec la dynamique de dépôt des différents corps sédimentaires) qui favorisent les concentrations de minéraux lourds. A cet égard, il est intéressant de souligner le caractère parfois très irrégulier de la granulométrie des grès stériles (cf. Faure, 1978). Si la mise en place des lits minéralisés est de toute évidence sous la dépendance de la dynamique de dé-

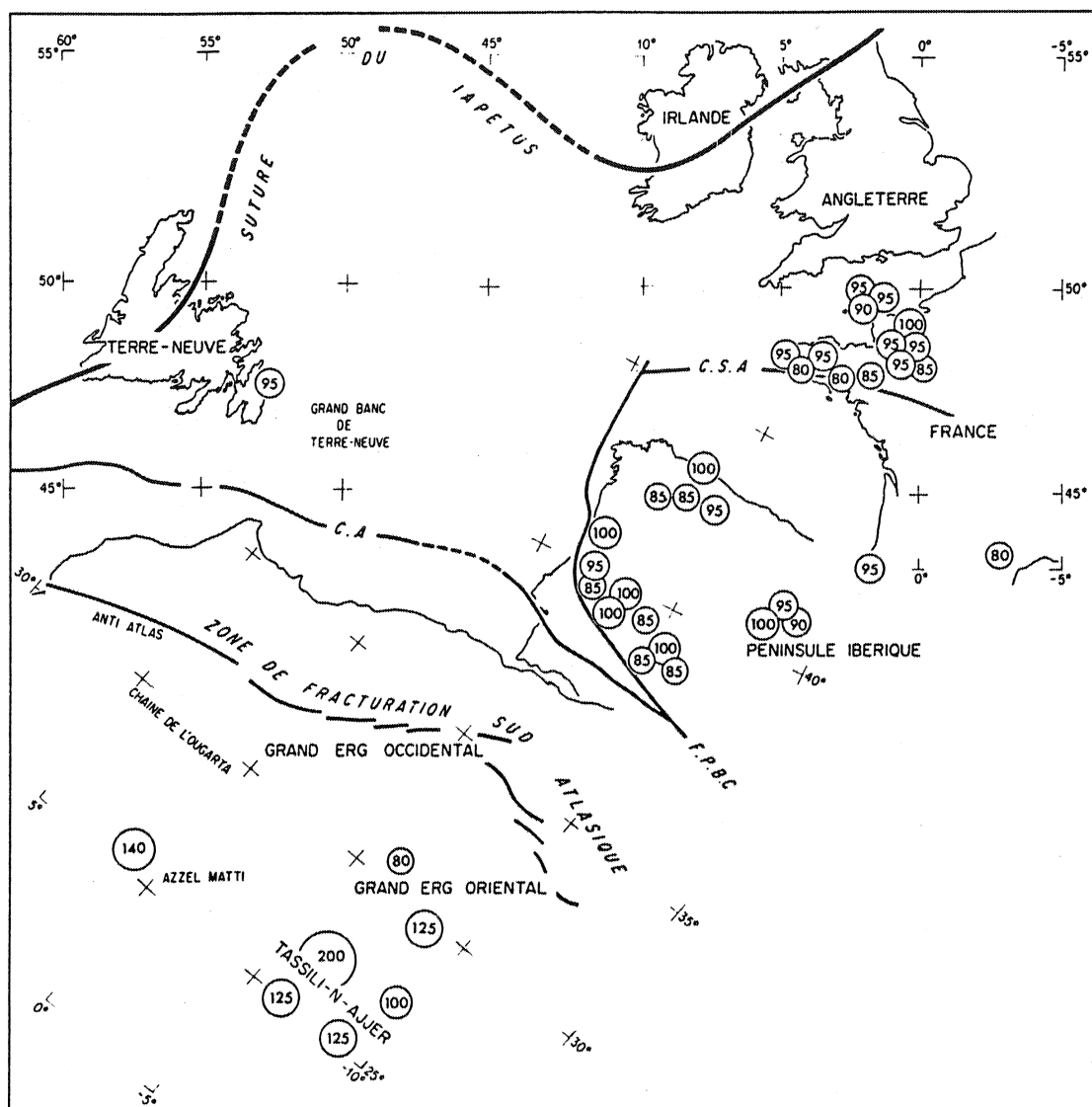


Fig.63 - Répartition pour chaque site, de la taille moyenne des grains de quartz (diamètre exprimé en microns), dans les accumulations de minéraux lourds.

pôt (cf. Faure, 1978), il est toutefois important de savoir si les différences de concentration des minéraux lourds, au sein de ces horizons sont également liées à cette dynamique ou bien si elles peuvent représenter des marqueurs de dispersion du matériel détritique terrigène.

Par ailleurs, tous les sites sahariens, sauf le plus septentrional, correspondent à une granulométrie plus élevée des niveaux minéralisés, vraisemblablement due aux conditions hydrodynamiques différentes des faciès fluviaux et à une usure moindre de l'ensemble des grains.

4 - Composition du cortège de minéraux lourds

Sur l'ensemble des échantillons analysés en lames minces, seuls le zircon (y compris la monazite non différenciée dans les comptages), le rutile et la tourmaline composent le cortège de minéraux lourds détritiques, aussi bien à l'intérieur qu'à l'extérieur des lits minéralisés. Aucune autre espèce minérale d'origine détritique n'a été reconnue, même à l'état de trace.

Ces trois espèces sont les plus résistantes, d'après l'échelle de Pettijohn (1941), et caractérisent donc l'hypermaturité du cortège. Cependant la signification d'une telle maturité est interprétée de façons différentes selon les auteurs. Pour certains (Pettijohn, 1941 ; Bramlette, 1941), l'altération post-sédimentaire est une cause essentielle de destabilisation des espèces fragiles "in situ" et son action est conditionnée à la fois par le temps et par la nature des roches contenant ces minéraux lourds, les roches siliceuses étant plus propices à l'altération (Vatan, 1978). Ces auteurs constatent, en effet, la fréquence plus importante de cortèges résistants dans les roches sédimentaires anciennes. Pour d'autres (Krynine, 1942 ; Van Andel, 1959), la présence plus importante d'assemblages de minéraux résistants dans les sédiments anciens (notamment protérozoïques et paléozoïques) est liée à des conditions de milieu probablement différentes (altération profonde des cratons, remaniements et transports importants des sédiments). Pour ces auteurs, la maturité des assemblages minéralogiques d'un sédiment serait donc principalement contrôlée par la tectonique, la pétrographie des roches mères, la morphologie et l'altération au niveau de la source.

En ce qui concerne le cortège de minéraux lourds du "Grès Armoricaïn" (s.l), il est tout d'abord nécessaire d'envisager ces deux hypothèses. La première suggère une forte altération post-sédimentaire provoquée par des circulations interstitielles (d'où l'interprétation plus délicate d'un tel cortège) et la seconde, une destruction physico-chimique des éléments fragiles au cours de l'altération de la roche mère, et/ou d'un long transport en régime fluviatile, et/ou de nombreux remaniements en domaine marin (tous ces mécanismes ayant pu se produire à partir d'une ou plusieurs régions sources).

Cependant, les données bibliographiques concernant les cortèges de minéraux lourds pour d'autres formations paléozoïques (sous des conditions climatiques actuelles identiques) représentent un argument en faveur d'une destruction synsédimentaire des espèces fragiles.

En effet, il s'agit principalement :

En Normandie : des formations cambriennes ("Grès feldspathiques") et ordoviciennes ("Grès de May", "Grès des Moitiers d'Allonne") contenant au sein de leur cortège, des traces de grenat, de hornblende et de staurotide (cf. Doré, 1971 ; Fig.1).

En Arabie Saoudite : des grès fluviatiles d'âge cambro-ordovicien possédant un assemblage zircon-tourmaline-grenat (cf. Dabbagh et Rogers, 1983, p.53).

Au Sahara central : des tills sableux d'âge Ordovicien supérieur présentant un cortège de minéraux lourds détritiques relativement immature : zircon, rutile, tourmaline, grenat, hornblende, épidote et staurotide.

Ces quelques exemples prouvent qu'une conservation des minéraux lourds fragiles au sein d'une roche gréseuse ancienne est donc possible. Par conséquent, si l'assemblage minéralogique du "Grès Armoricaïn" avait subi les dégradations d'une altération post-sédimentaire, certaines traces du cortège initial devraient subsister (au moins dans le cas d'un état initial très immature).

Il faut alors envisager pour la composition du cortège de minéraux lourds du "Grès Armoricaïn" s.l, une maturité synsédimentaire. Ceci est d'autant plus vraisemblable que la composition minéralogique possède une remarquable homogénéité à l'échelle de tous sites étudiés (cf. Fig.64, 65, 66) suggérant l'existence de nombreux remaniements (très intenses) lesquels favorisent une destruction mécanique des espèces plus fragiles et une usure des espèces résistantes (les grains de quartz et les minéraux lourds sont d'ailleurs le plus souvent bien usés).

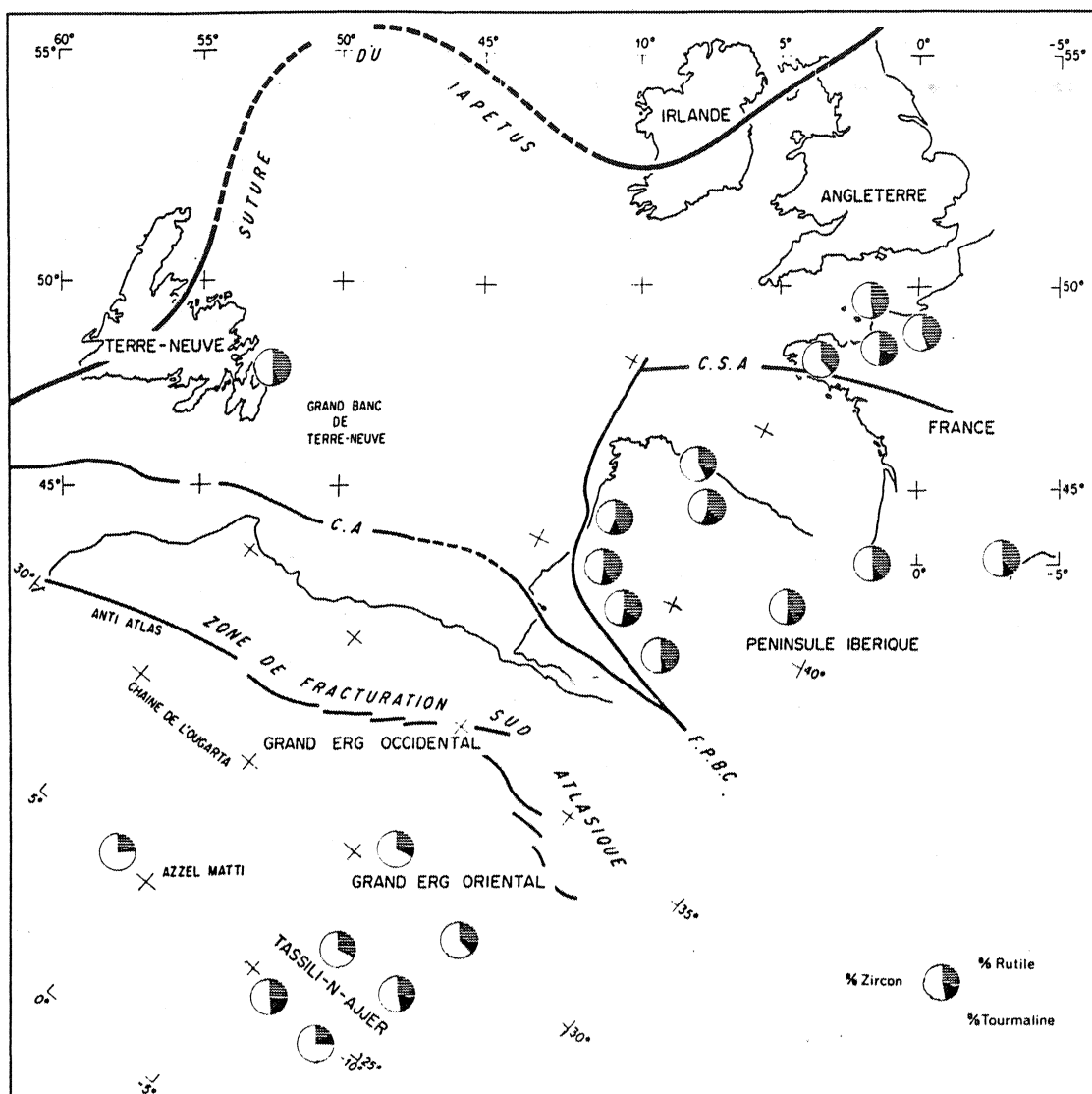


Fig.64 : Répartition par site de la composition du cortège de minéraux lourds du "Grès Armoricain" (s.l.) à l'échelle de l'ensemble des régions étudiées (pour plus de détails cf. Fig.65 et 66).

Sur les figures 64, 65 et 66, le pourcentage du zircon varie entre 40 et 60, celui du rutile entre 30 et 45, celui de la tourmaline entre 5 et 20. Outre les compositions sensiblement différentes au Sahara (dûes probablement à la dynamique particulière du régime fluvial ou peut-être à une alimentation différente), les seules variations significatives sont presque dans tous les cas, liées aux changements brusques des teneurs en tourmaline. Celles-ci dépendent-elles de la différence de densité de ce minéral par rapport aux deux autres ou bien de sources tourmalinifères locales ?

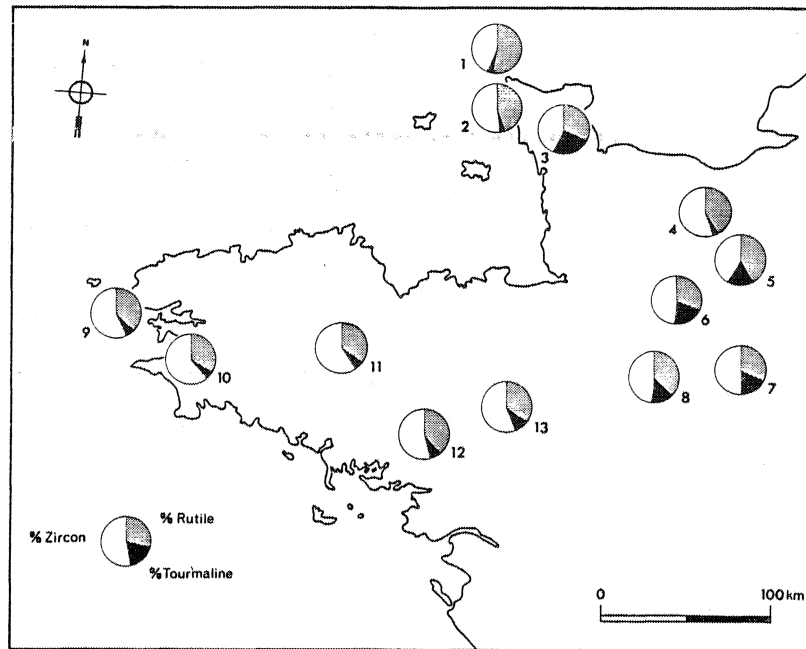


Fig.65 - Répartition par site de la composition du cortège de minéraux lourds de la Formation du Grès Armoricain à l'échelle du Massif Armoricain.

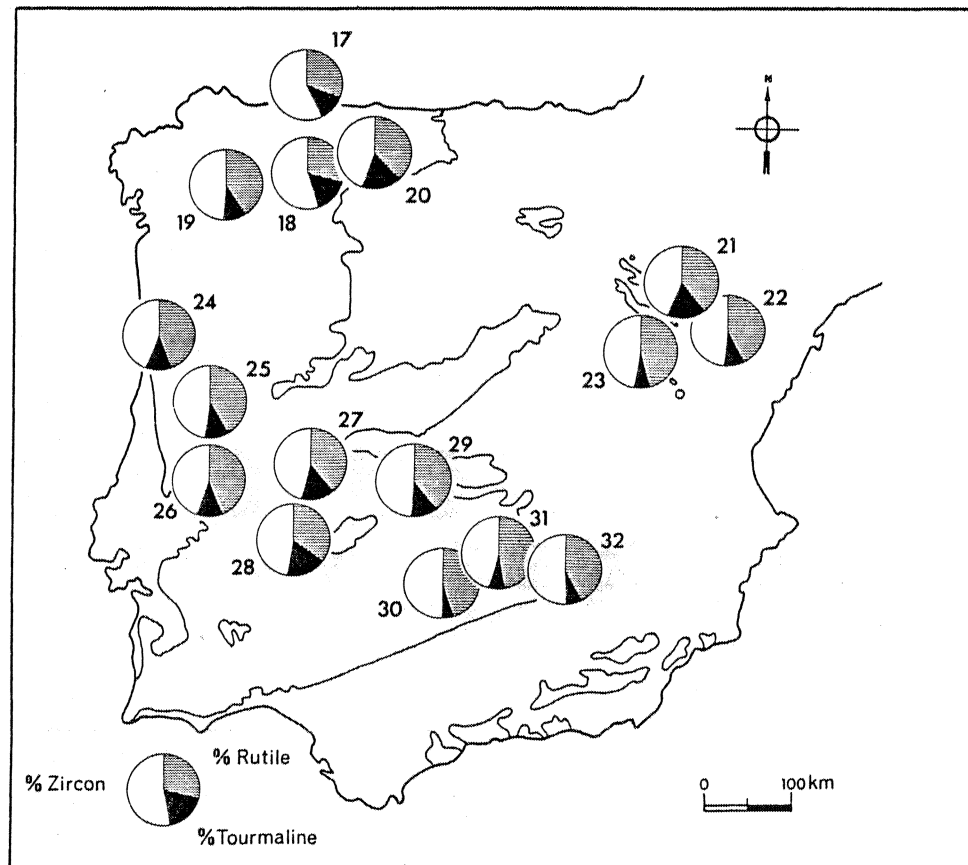
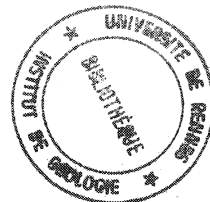


Fig.66 - Répartition par site de la composition du cortège de minéraux lourds du "Grès Armoricain" (s1) à l'échelle de la Péninsule Ibérique.



L'exemple le plus caractéristique est celui de la Normandie (cf. Fig.65). L'existence toute proche de granites cadomiens riches en tourmaline (cf. Berthois, 1935), à l'affleurement dès l'Ordovicien puisque le "Grès Armoricaïn" repose localement sur ceux-ci représente une source possible de matériel. Cependant, un enrichissement en tourmaline dans les sédiments du "Grès Armoricaïn" semble peu probable, dans la mesure où l'on ne constate pas la présence d'autres minéraux associés à ces apports de matériel frais (notamment feldspaths et biotites). Les granites mancelliens ne semblent donc pas avoir fourni (ou en très faible quantité) de matériel lors de la sédimentation du Grès Armoricaïn.

Par ailleurs, l'examen de la composition du cortège de minéraux lourds uniquement dans les lames minces contenant des feldspaths n'a permis de reconnaître aucune variation significative des teneurs, à l'échelle de tous les sites étudiés.

D'une façon générale, les enrichissements et appauvrissements brutaux de la tourmaline sont plutôt dus à sa faible densité (Tabl. 8) qui lui confère un comportement différent suivant la dynamique de dépôt du milieu considéré.

MINERAL	HABITUS	DENSITE
Rutile	Prismes ou grains plus ou moins allongés	4,18 - 4,25
Zircon	Formes diverses (prismes plus ou moins allongés)	4,20 - 4,70
Tourmaline	Prismes fracturés (cassures transversales)	2,98 - 3,20

Tabl.8 - Habitus et densité des minéraux composant le cortège de minéraux lourds.
(D'après Duplaix, 1948).

Enfin, l'existence d'un cortège de minéraux lourds identiques à la fois dans les grès fluviatiles sahariens et dans les grès franchement marins des domaines plus septentrionaux, est une condition nécessaire mais non suffisante pour envisager une source unique à ce vaste épandage sédimentaire.

5 - Concentration des niveaux minéralisés

a - Analyse des teneurs en minéraux lourds à l'échelle du Massif Armoricaïn (cf. Noblet, 1982)

a.1 Pour le membre supérieur de la Formation du Grès Armoricaïn

Le nombre d'échantillons minéralisés étant généralement plus nombreux et plus riches dans le membre supérieur de la formation plutôt que dans les deux membres sous-jacents, il m'a semblé intéressant de comparer les concentrations de minéraux lourds de ce membre avec celles du "Grès Armoricaïn indivis" pris dans son ensemble (partie orientale du Massif Armoricaïn), cette dernière unité (au moins pour sa plus grande part) peut effectivement être considérée comme un équivalent stratigraphique possible du membre supérieur.

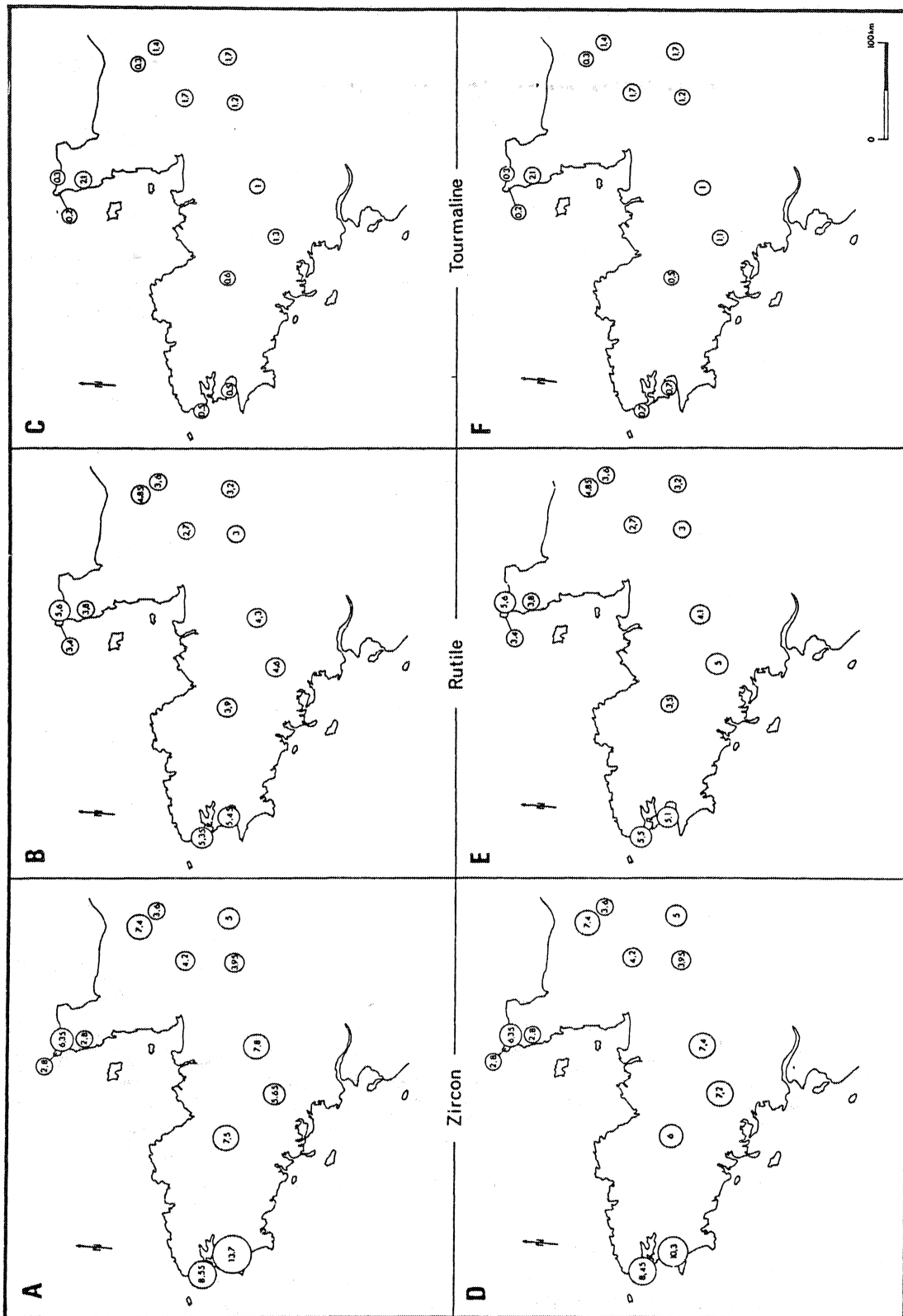


Fig.67 : Distribution par site des concentrations moyennes des différents minéraux lourds (exprimées en pourcentage).

A, B et C : pour le membre supérieur du Grès Armoricain.

D, E et F : pour la totalité de la Formation du Grès Armoricain.

La répartition par site des teneurs moyennes en zircon, calculées dans les niveaux d'accumulation, suggère l'existence d'un gradient décroissant du Sud Ouest vers le Nord Est (Fig.67A). Les variations de concentration du rutile apparaissent nettement moins importantes. Cependant, la présence plus fréquente des faibles teneurs à l'Est du Massif Armoricaïn semble indiquer une évolution allant dans le même sens que celle mise en évidence pour le zircon. En effet, sur les huit sites orientaux, six d'entre eux possèdent des teneurs inférieures à 4%, alors que pour la partie occidentale, il n'en existe qu'un seul sur cinq (celui-ci possède d'ailleurs une teneur très proche de 4%) (cf. Fig.67B).

En ce qui concerne la tourmaline (cf. Fig.67C) les écarts de teneur entre les sites, relativement plus forts que pour le zircon et le rutile, sont vraisemblablement liés d'une part à la méthodologie (erreurs plus importantes sur ce minéral) et d'autre part à la plus faible densité de ce minéral. La répartition des moyennes par site semble dans presque tous les cas se faire de façon inverse à celle du zircon. Lorsque les teneurs en zircon sont élevées (Fig.67A), celles de la tourmaline sont faibles (Fig.67C) et inversement. Une telle opposition est probablement à mettre sous le compte d'un comportement différent des particules lors du dépôt.

a.2 Pour l'ensemble de la Formation du Grès Armoricaïn

Les mêmes observations peuvent être faites pour l'ensemble de la formation. En effet, un gradient décroissant du Sud Ouest vers le Nord Est est bien marqué pour le zircon (cf. Fig.67D), le domaine oriental du Massif Armoricaïn possède les plus faibles teneurs en rutile (cf. Fig.67E) et la tourmaline montre des variations inverses à celles du zircon (cf. Fig.67F).

b - Analyse des teneurs en minéraux lourds à l'échelle de la Péninsule Ibérique

La répartition sur la Péninsule Ibérique des sites retenus pour le comptage est reportée sur la figure 49. Les teneurs moyennes en minéraux lourds sont exprimées pour la totalité des différentes formations (équivalentes au "Grès Armoricaïn"), la distinction par unité lithologique étant difficilement réalisable. En ce qui concerne le zircon (Fig.68A), il est possible de regrouper les différentes valeurs obtenues pour chaque site, en deux domaines : l'un septentrional (Nord Ouest de l'Espagne et Chaînes Celtibériques) est caractérisé par de fortes teneurs, l'autre, méridional (Portugal et Zone centre ibérique) possède de plus faibles teneurs en zircon, à l'exception de sites 26 (Synclinal de Buçaco : Serpins) et 32 (Despeñaperros). Pour le rutile, le regroupement des sites est identique et c'est le domaine septentrional qui présente les plus fortes teneurs (Fig.68B). Les sites septentrionaux sont également les plus riches en tourmaline (Fig. 68C).

D'une façon générale, les variations des teneurs en minéraux lourds, à l'échelle de la Péninsule Ibérique suivent un gradient décroissant du Nord Est vers le Sud-Ouest, aussi bien pour le zircon, le rutile et la tourmaline. La distribution de ce dernier minéral par rapport aux deux autres s'oppose à celle observée sur le Massif Armoricaïn. En effet, ici la tourmaline varie dans le même sens que le zircon. Les causes de cette différence peuvent être multiples, mais il est toutefois vraisemblable qu'elles soient liées à des variations du comportement des particules lors du dépôt (conditions hydrodynamiques différentes, légères variations granulométriques des minéraux lourds etc...).

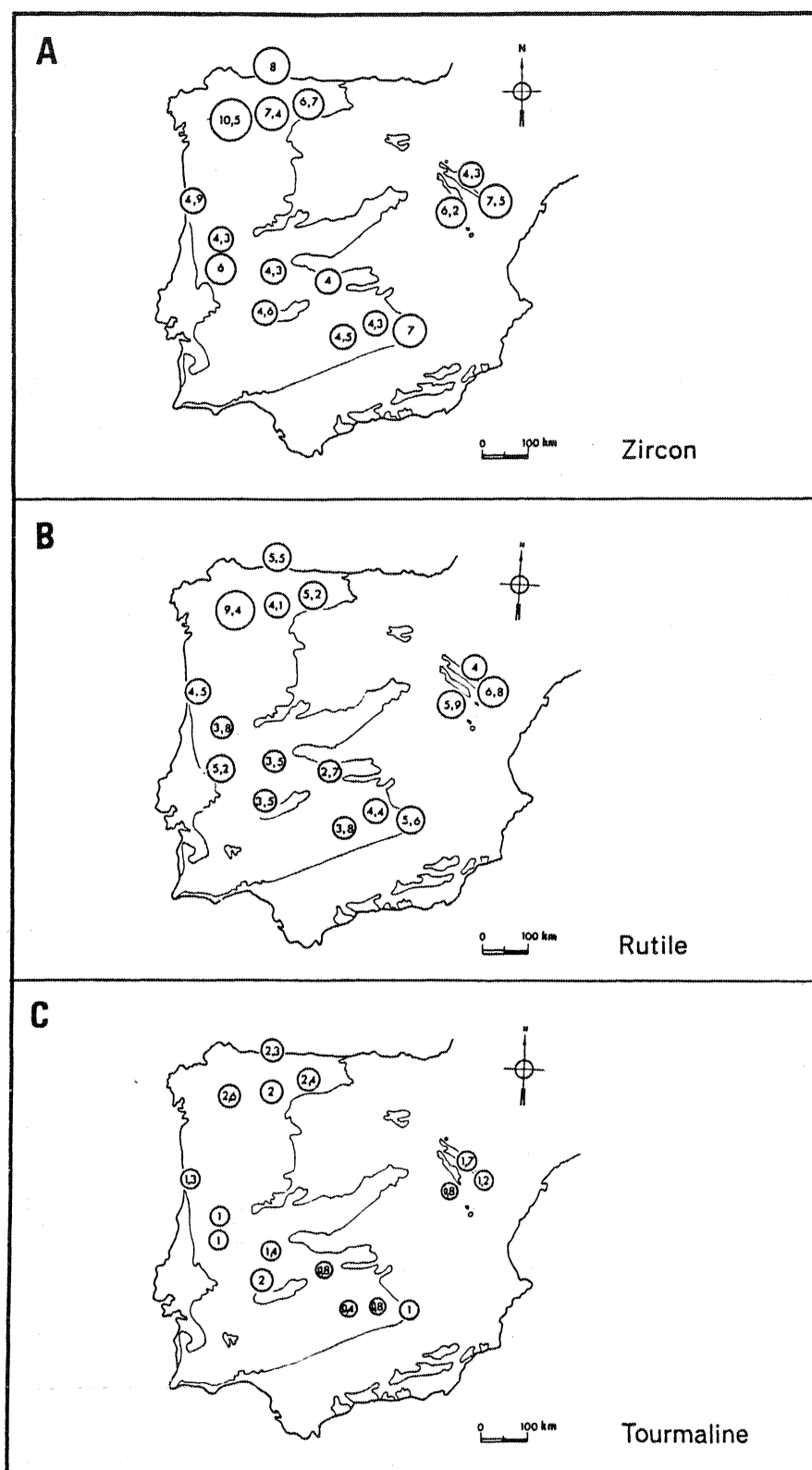


Fig.68 : Distribution par site des concentrations moyennes en minéraux lourds, exprimées en pourcentage, dans les formations équivalentes au "Grès Armoricaïn".
A : Zircon ; B : Rutile ; C : Tourmaline.

c - Analyse des teneurs en minéraux lourds à l'échelle de tous les sites étudiés (cf. Fig.69)

La répartition par site des teneurs moyennes en minéraux lourds (zircon + rutile + tourmaline) dans les niveaux d'accumulation, fait apparaître, à l'échelle des régions ibéro-armoricaines, deux gradients de teneur de même pente mais de sens opposés. En effet, l'un décroît vers le Nord-Est sur le Massif Armoricain, et l'autre vers le Sud-Ouest sur la Péninsule Ibérique.

Au Sahara, les teneurs ne présentent pas un arrangement simple. Les fortes fluctuations des concentrations de minéraux lourds sont vraisemblablement dues aux conditions hydrodynamiques différentes du régime fluvial.

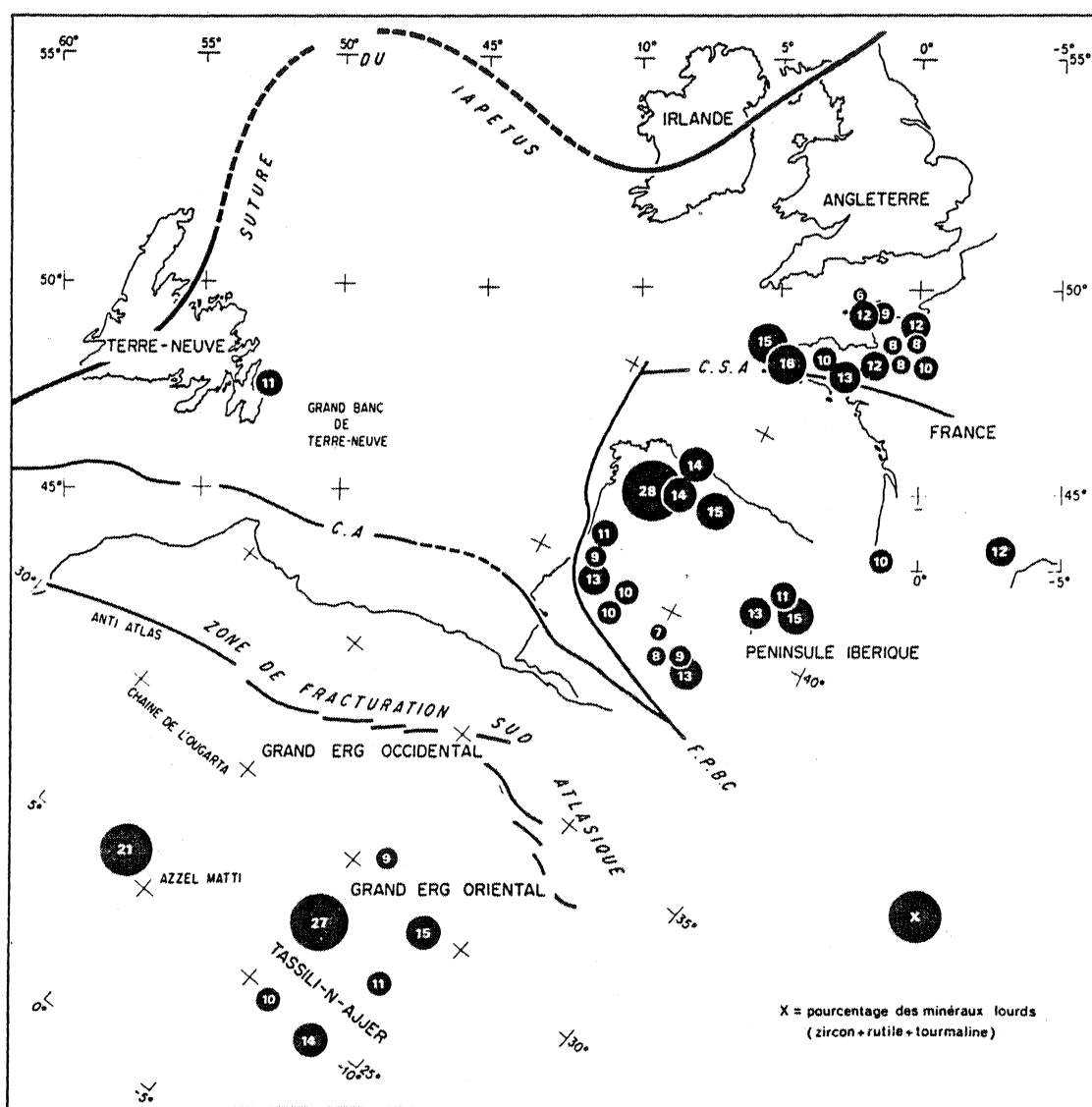


Fig.69 - Distribution par site des teneurs moyennes en minéraux lourds (exprimées en pourcentage), au sein des horizons minéralisés.

6 - Autres résultats obtenus à partir du traitement informatique des données

a - Calcul de la matrice de corrélations entre paramètres.

La matrice de corrélations entre les n paramètres retenus ($n = 10$) est la suivante :

q	1.00									
f	-0.37	1.00								
mi	-0.25	0.08	1.00							
op	-0.64	0.10	-0.15	1.00						
ma	-0.61	-0.05	-0.10	0.62	1.00					
r	-0.52	0.00	-0.09	0.02	0.39	1.00				
z	-0.76	0.13	-0.22	0.53	0.38	0.51	1.00			
t	0.02	-0.10	0.07	-0.13	-0.28	0.02	-0.00	1.00		
gr	0.02	0.07	0.49	-0.33	-0.17	0.14	-0.27	-0.11	1.00	
fm	-0.26	0.05	0.20	-0.00	0.10	0.46	0.08	0.03	0.55	1.00
q	f	mi	op	ma	r	z	t	gr	fm	

Il n'apparaît pas de corrélations nettes entre les différents paramètres, mis à part celle qui relie négativement les teneurs en quartz et en zircon (également opaques et minéraux titanifères authigènes). Cette corrélation est d'ailleurs exagérée par la méthode de comptage bien qu'elle soit probablement représentative d'un phénomène hydrodynamique. Ces résultats n'étant pas concluants, une autre méthode statistique, plus sophistiquée a été appliquée à ces données : l'analyse factorielle.

b - Analyse factorielle

Elle est applicable lorsque l'on dispose d'un nombre trop élevé de données pour une analyse directe. A partir de la matrice de corrélation, m nouvelles variables ($m < n$) appelées facteurs sont définies (cf. Tabl.9). Ce sont des fonctions linéaires des paramètres de base et ils suffisent à expliquer un pourcentage élevé de la variance. L'intérêt de la méthode est double :

- réduire l'espace d'étude en regroupant certains paramètres
- visualiser dans un espace à 2 dimensions (plans factoriels définis par deux facteurs principaux) la dispersion des points en fonction des sites géographiques.

Parmi les différentes projections possibles des données sur des plans factoriels, j'ai retenu la plus importante (axe horizontal F1 et axe vertical F2) et une seconde, d'importance moindre mais également caractéristique (axe horizontal F2 et axe vertical F3) (cf. Fig.70).

Afin de simplifier le nuage de points obtenu sur ces deux projections, il est possible de regrouper les différents sites par région de la façon suivante (cf. Fig. 70 : courbes) :

- partie orientale du Massif Armoricaïn (sites 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 et 8)
- partie occidentale du Massif Armoricaïn (sites 9, 10, 11, 12 et 13)
- partie septentrionale de la Péninsule Ibérique (sites 17, 18, 19, 20, 21, 22 et 23)

VECTEURS PROPRES					
VAR	F1	F2	F3	F4	F5
q	-0.5130	-0.1540	0.1547	-0.2258	0.1071
fel	0.1249	0.1163	-0.5084	0.4105	0.6203
mi	-0.0590	0.4417	-0.3720	0.1983	-0.5242
op	0.4169	-0.2237	-0.2422	-0.0210	-0.2813
ma	0.4279	-0.0678	-0.0577	-0.3698	-0.2613
r	0.3322	0.2689	0.4877	-0.0749	0.2436
z	0.4623	-0.0861	0.1675	0.2037	0.1298
t	-0.0832	0.0187	0.4298	0.7126	-0.3161
gr	-0.1070	0.5987	-0.1005	-0.1793	0.0144
fm	0.1353	0.5239	0.2378	-0.1301	0.0728
VALEURS PROPRES ET POURCENTAGES					
F1 : 3.19 (31.9%) ; F2 : 2.09 (20.9%) ; F3 : 1.24 (12.4%)					
F4 : 1.13 (11.3%) ; F5 : 0.93 (9.3%)					

Tabl. 9 : Facteurs principaux (vecteurs propres) et poids statistiques correspondants (valeurs propres).

- Zone centre ibérique (sites 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31 et 32)
- Sahara central et septentrional (sites 33, 34, 35, 36, 37, 38 et 39).

Les sites 14, 15 et 16 n'ont pas été représentés. Il était en effet, difficile de les relier à l'une ou l'autre des régions retenues, compte tenu de leur dispersion géographique.

Bien que certains nuages de points se superposent partiellement, il est intéressant de constater un regroupement relativement serré des sites pour une même région. La répartition de ces ensembles dans cet espace est donc conditionnée par une relation spécifique à caractère régional.

La distribution des sites par rapport aux paramètres de base (figurés par des étoiles) permet d'interpréter la position de chacun des nuages de points dans ces plans factoriels et d'identifier certaines affinités entre les domaines géographiques.

C'est ainsi que sur la projection F1-F2 (Fig.70, diagramme du haut), le Sahara se distingue des autres régions essentiellement par une granulométrie relativement plus grossière, une pauvreté en micas et un nombre très restreint de niveaux minéralisés observables par lame mince.

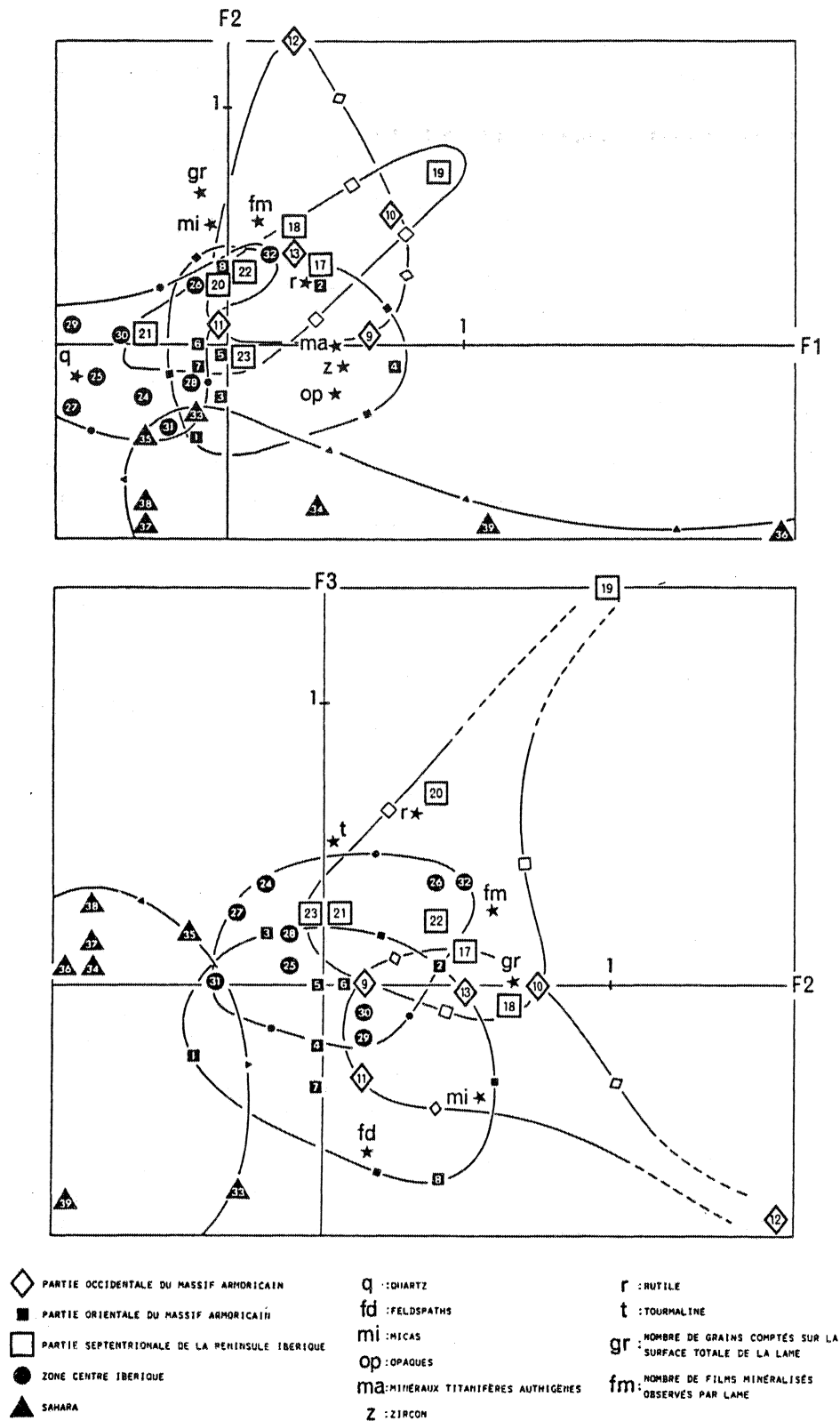


Fig.70 : Projections des sites géographiques (représentés par différents figurés) et des paramètres (représentés par des étoiles) sur des plans factoriels définis par deux facteurs principaux.

La région centre ibérique et la partie orientale du Massif Armoricaïn sont caractérisées par une granulométrie moyenne, beaucoup de quartz (surtout pour la Zone centre ibérique), peu de films minéralisés (excepté le site 26), et peu de zircon et rutile (exception faite des sites 2, 4 et 32). Enfin, les deux autres régions (Nord de la Péninsule Ibérique et partie occidentale du Massif Armoricaïn) se caractérisent par une granulométrie plus fine, un plus grand nombre de films minéralisés par lame et une plus grande richesse en rutile.

En ce qui concerne la projection F2-F3, des observations similaires peuvent être faites. En effet, les sites sahariens sont toujours opposés aux paramètres fm et gr. La Zone centre ibérique et la partie orientale du Massif Armoricaïn se comportent de façon voisine et leurs positions sont intermédiaires entre celle du domaine saharien et celles des régions septentrionale de la Péninsule Ibérique et occidentale du Massif Armoricaïn. Toutefois, elles semblent se différencier légèrement par rapport à deux pôles opposés de l'axe F3 : la tourmaline et le feldspath (cf. Fig.70).

Enfin, les sites correspondants aux régions septentrionale de la Péninsule Ibérique et occidentale du Massif Armoricaïn, se localisent uniquement dans le domaine positif de l'axe F2. Ces régions sont donc caractérisées par une granulométrie plus fine et un nombre plus important de films minéralisés. Seule une faible différenciation semble être due à la plus forte teneur en tourmaline de la région septentrionale de la Péninsule Ibérique.

Si aucun facteur ne semble jouer un rôle prépondérant, dans la mesure où ils représentent un pourcentage relativement faible de la variance, l'analyse factorielle par site a cependant permis d'identifier certaines variations de la position des différents domaines géographiques. Ainsi le Sahara se distingue clairement des autres régions, alors que ces dernières se comportent de façon similaire deux à deux. On constate un rapprochement d'une part des régions centre ibérique et orientale du Massif Armoricaïn, et d'autre part des régions septentrionale de la Péninsule Ibérique et occidentale du Massif Armoricaïn. Ces distinctions régionales confirment celles déjà mise en évidence par les gradients de minéraux lourds (cf. Fig.69). Les projections obtenues à partir d'une analyse factorielle par lame mince expriment les mêmes résultats bien que la dispersion des points soit beaucoup plus large.

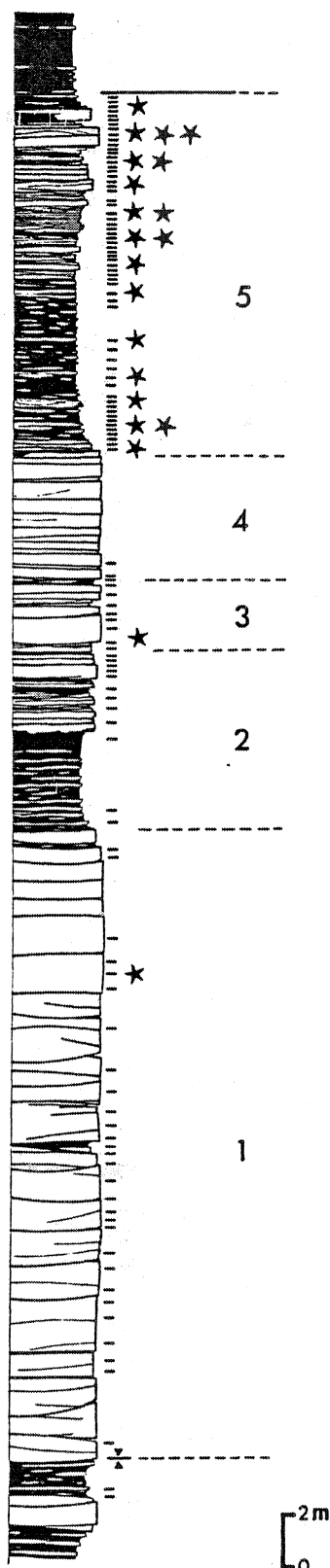
c - Analyse horizontale (cf. Fig.59, A4).

Dans cette analyse, la majorité des courbes obtenues sur des profils Nord-Sud traduit de façon différente les tendances déjà mises en évidence au cours de l'analyse factorielle. Par ailleurs, les différentes sélections utilisées sur les données de base n'expriment aucune variation significative.

7 - Analyse de la répartition des accumulations de minéraux lourds en fonction des structures sédimentaires

(travail effectué en collaboration avec F. Guillocheau et J. Durand).

Cette analyse a été entreprise sur la coupe du Membre supérieur de la Formation du Grès Armoricaïn, à la Pointe du Gouin en Camaret (Presqu'île de Crozon) (cf. Fig.31). Un échantillonnage à maille serrée (au total 130 échantillons sur 50m de puissance) a été effectué à la fois en fonction des différents types de structures sédimentaires observés dans chaque lithofaciès et des horizons minéralisés souvent visibles à l'oeil nu. Des comptages en lames minces ont ensuite été réalisés.



De la base au sommet de la coupe étudiée, on peut reconnaître la succession suivante (cf. Fig. 71) (d'après J. Durand, 1984) :

-- le premier ensemble (d'une puissance de 20m environ) (cf. Fig.71(1)) est constitué d'un lithofaciès homolithique qui correspond à un corps sableux progradant de grande taille (kilométrique à plurikilométrique). Les mesures de paléocourant divergentes à la fois pour chaque type de litage mesuré et pour les différentes structures sédimentaires, suggèrent une dynamique complexe à caractère discontinu (présence de nombreuses surfaces érosives). Vers le sommet, la diminution de la taille des corps sédimentaires témoignent d'un ralentissement des vitesses d'écoulement.

Sur une trentaine d'échantillons, un seul a fourni une accumulation de minéraux lourds.

-- le second lithofaciès (cf. Fig.71(2)) est hétérolithique à dominante pélitique. La présence de niveaux bioturbés (*Cruziana* et *Monocratérion*) est vraisemblablement indicatrice d'un milieu plus calme. Cette chute d'énergie par rapport au faciès précédent correspond à l'envasement de ce grand corps sableux (Guillocheau, 1983). Là non plus, les accumulations de minéraux lourds ne semblent pas fréquentes.

-- le troisième ensemble (très peu puissant) est caractérisé par une sédimentation épisodique (faciès de tempête) et correspond à un léger enrichissement en minéraux lourds (cf. Fig.71(3)).

-- le quatrième niveau représente une récurrence de la partie supérieure du faciès homolithique (1). Aucune accumulation de minéraux lourds n'a pu y être mise en évidence (cf. Fig.71(4)).

-- Enfin le dernier ensemble est un faciès hétérolithique à *Cruziana*, soumis à l'influence des tempêtes comme le suggère la présence de strates gréseuses à litage en mamelons ("hummocky-cross-stratification"). Au sein de ce lithofaciès, de nombreuses et fortes accumulations de minéraux lourds ont été observées. (cf. Fig.71(5)).

Fig.71: Répartition des accumulations de minéraux lourds (étoiles) dans les différents lithofaciès du Membre supérieur de la Formation du Grès Armoricain (coupe de la Pointe du Gouin, Presqu'île de Crozon).

A l'échelle de cette coupe, ces observations ont permis de mettre en évidence deux faits importants :

-- d'une part, une extrême pauvreté en niveaux minéralisés des lithofaciès homolithiques, correspondant à une sédimentation chronique à haute énergie. La dynamique de ce milieu ne semble donc pas favoriser les concentrations de minéraux lourds (absence de décantation).

-- d'autre part, une fréquence beaucoup plus importante des horizons minéralisés soit dans les faciès de tempête, soit dans certains faciès hétérolithiques à Cruziana qui remanient les accumulations mises en place par les tempêtes.

De telles observations ont pu être confirmées ailleurs. En effet, les "barres" gréseuses de Crozon Sud (Pointe de Morgat et Kerroux), très riches en minéraux lourds (cf. Faure, 1978) sont uniquement constituées de séquences proximales de tempêtes (cf. Durand, 1983 ; Guillocheau, 1983).

Cependant, certains niveaux minéralisés, notamment en Normandie (Herquemoulin : site n°2 et Vallée du Laizon : site n°4), ne semblent pas génétiquement liés à la sédimentation épisodique (tempêtes), mais plutôt à une sédimentation chronique de haute énergie typique des faciès planicôtiers de haut de plage (cf. Durand, 1984).

D'une façon générale, la mise en place des accumulations de minéraux lourds est donc soumise aux conditions hydrodynamiques très variables du milieu. Elles semblent toutefois moins fréquentes dans les faciès dominés par la sédimentation chronique que dans ceux suggérant l'intervention de tempêtes (faciès à très haute énergie).

8 - Conclusion

A l'échelle de toutes les régions étudiées, les résultats des analyses pétrographique et granulométrique ont permis d'identifier les principales caractéristiques d'un sédiment très évolué. La forte maturité de texture et de composition s'accompagnent d'une usure relativement élevée de la majorité des grains et d'une homogénéité granulométrique, au moins en ce qui concerne les horizons minéralisés. Exclusivement composé de minéraux résistants (zircon, rutile et tourmaline), le cortège de minéraux lourds doit probablement sa forte maturité à des processus de désintégration physico-chimique des particules fragiles lors du démantèlement des roches mères, du transport et des multiples remaniements précédant le dépôt. Le caractère évolué du sédiment, tout aussi remarquable dans les environnements fluviaux du Sahara à granulométrie légèrement plus grossière (Beuf et al., 1971 ; Bellini et Massa, 1982) que dans les milieux marins plus septentrionaux, suggère une longue histoire sédimentaire de ces matériaux.

Dans la mesure où les faibles gradients de minéraux lourds expriment une symétrie régionale à l'échelle ibéro-armoricaine (Fig.69), (confirmée par l'analyse multivariée) et que les fréquence et richesse des horizons minéralisés sont liées à la dynamique du milieu, il est difficile d'interpréter ces variations de teneur en termes d'apports sédimentaires.

Par contre, à titre d'hypothèse, il est possible que les gradients enregistrés expriment une différenciation régionale des milieux de dépôt. Les zones riches en minéraux lourds (partie occidentale du Massif Armoricain, et région septentrionale de la Péninsule Ibérique) pourraient correspondre, au moins partiellement, à des milieux où la fossilisation des séquences de

tempête est plus fréquente (probablement plus profonds), alors que les autres régions (Zone centre ibérique et région orientale du Massif Armoricaire), plus pauvres, représenteraient des faciès à sédimentation chronique dominante (plus côtiers).

L'absence plus fréquente de lithofaciès à sédimentation épisodique (tempêtes) en Normandie et en Bretagne orientale confirme l'hypothèse proposée, au moins à l'échelle du Massif Armoricaire.

Une telle utilisation des résultats obtenus sur des comptages de minéraux lourds n'est pas coutume et il aurait été nécessaire, dans la mesure du possible, d'analyser systématiquement la répartition des minéraux lourds parallèlement aux analyses séquentielles, ce qui représente une thèse à elle seule.

Toutefois, si la dispersion des minéraux lourds est indubitablement liée à l'hydrodynamisme du milieu, certains problèmes persistent, tels que l'existence de volumes impressionnants de sédiments fortement minéralisés dont la mise en place suggère une puissante dynamique mais surtout une disponibilité remarquable de ces fractions lourdes dans le sédiment (exemple : barres gréseuses de Kérroux et de la Pointe de Morgat en Presqu'île de Crozon (cf. Faure, 1978).

II - ETUDE ISOTOPIQUE U-Pb SUR ZIRCONS (En collaboration avec J.J. PEUCAT et J. CORNICHE du Laboratoire de Géochronologie de Rennes).

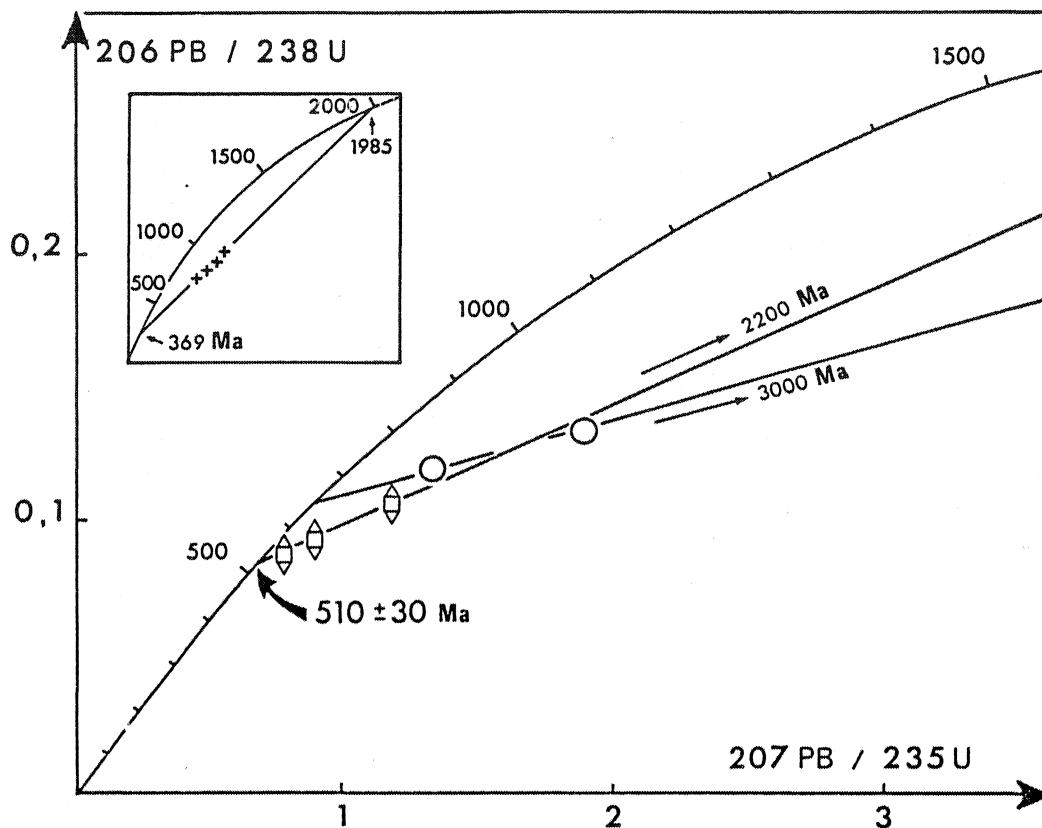
Un premier travail a été effectué sur l'ensemble des populations de zircons contenus d'une part dans la Formation du Grès Armoricaire de Bailleul (Normandie) et d'autre part dans la Formation des Moitiers d'Allonne (Llanvirn) à la Glacière (Cotentin), (cf. Vidal et al., 1980).

La mise en évidence de populations morphologiquement différentes au sein de la Formation du Grès Armoricaire m'a conduit à entreprendre une nouvelle analyse U-Pb à partir de ces différents lots. Trois catégories principales ont été retenues : les zircons non usés et clairs ; les ronds et clairs et les usés colorés en rose. Ces deux derniers lots étant nettement plus abondants que le premier au sein de la fraction totale. Le but de cette approche est de séparer les populations d'âge différent au sein du mélange, ce qui entraîne le postulat que nos fractions morphologiques sont aussi des fractions génétiquement homogènes. Une telle démarche a déjà été entreprise avec succès par exemple sur des grès cambriens aux USA (cf. Gaudette et al., 1981).

Les analyses ont été faites sur des populations granulométriques (de 37μ à 62μ) de quelques dizaines de grains, en utilisant le ^{205}Pb comme traceur.

-- Résultat concernant les zircons non usés clairs :

Les trois fractions analysées déterminent une discordia dans le diagramme U-Pb (Fig.72). L'intercept haut définit un âge de 2228 ± 280 Ma et l'intercept bas, un âge de 510 ± 30 Ma, dans un modèle de perte épisodique de plomb, avec un M.S.W.D de 4,5 (Mean Square Weight Deviation : indice de déviation pondéré).



+ FRACTIONS TOTALES (en encadré) (d'après Vidal et al. 1980)

◇ ZIRCONS NON USES ET CLAIRS

○ ZIRCONS RONDS ET CLAIRS

Figure 72 : Diagramme concordia pour les zircons de la formation du Grès Armorica (Bailleul-Normandie).

-- Résultat concernant les zircons ronds et clairs :

Seules deux fractions ont pu être analysées. La discordia passant par ces deux points recoupe la concordia vers 650 Ma, en intercept bas et vers 3000 Ma en intercept haut (Fig.72).

-- Résultat concernant les zircons roses et usés :

Une première fraction est actuellement analysée sur 12 grains. Les concentrations en U et Pb n'ont pas été déterminées mais un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a cependant pu être mesuré de façon précise à 2244 Ma.

INTERPRETATION

Le risque d'analyser des fractions correspondant encore à un mélange de zircons génétiquement différents n'est pas négligeable. Il semble toutefois limité dans le cas des zircons non usés et clairs où l'âge obtenu (510 ± 30 Ma) peut difficilement résulter d'un mélange de populations d'âges significativement différents puisque la sédimentation est datée aux environs de 475 Ma (Arenig). Par ailleurs, l'âge de cette fraction est cohérent avec celui de certaines roches volcaniques et magmatiques actuellement connues dans le Nord du Massif Armoricain : ce sont par exemple les volcanites acides cambriennes des Coëvrons (Boyer, 1976 ; Boyer et al., 1979), les leucogranites cadomiens à 540 Ma (Pasteels, 1970), les migmatites de St Malo à 540 Ma (Peucat, 1983), les rhyolites du Trégor à 540 Ma (Vidal, 1980).

Une origine locale pour ces zircons est donc envisageable, d'autant plus que le manque d'usure des grains implique un transport de faible importance. Il faut toutefois rappeler l'extrême pauvreté en zircons non usés de la fraction totale, ce qui suggère un volume réduit pour ces apports locaux.

Les analyses sur zircons ronds et clairs sont trop peu nombreuses pour être significatives. On constate simplement qu'ils sont plus anciens que les précédents ce qui confirme une certaine logique dans le choix des critères morphologiques. Si ce résultat devait se confirmer, un apport à partir de roches cadomiennes ou panafricaines serait alors mis en évidence. Quant à l'âge 207 Pb/206 Pb de 2244 Ma, sur la fraction rose-usée, il s'agit d'un âge minimum, c'est-à-dire que l'âge vrai de cristallisation est plus ancien. Cette fraction possède donc un âge plus ancien que celui déterminé sur les populations totales (1985 Ma, in Vidal et al., 1980) et correspond au pôle "ancien" du mélange, contrebalançant les populations précédentes qui possèdent toutes deux un âge de 207 Pb/206 Pb inférieur ou égal à 1985 Ma.

Conclusions générales

Au cours du Paléozoïque inférieur, un vaste épandage terrigène s'installe, en milieux fluviatile et marin de plateforme, sur la plupart des régions pénéplanées nord gondwaniennes. La Formation du Grès Armoricaïn et ses équivalents, d'âge Ordovicien inférieur, se placent à la base de ce phénomène sédimentaire qui représente globalement une mégaséquence positive transgressive en discordance, et plus rarement en concordance, sur les assises antérieures (socle cadomien et séries cambriennes). Quand il existe, le terme inférieur de cette mégaséquence comprend des dépôts détritiques immatures, représentés par des formations plus ou moins conglomératiques ou par un simple conglomérat basal. Le "Grès Armoricaïn" (s.s) et ses équivalents sont essentiellement constitués de sédiments terrigènes à dominante arénacée. Sur le Massif Armoricaïn (Bretagne centrale et occidentale) et sur la Péninsule Ibérique (branche orientale des Chaînes Celtibériques et certaines régions de la Zone centre ibérique) un découpage lithologique en trois membres repose sur la présence d'une unité hétérolithique médiane, à dominante argileuse. Ailleurs, les formations sont représentées par une masse gréseuse indivise. Au-dessus, le terme supérieur de la mégaséquence est principalement argileux ou argilo-gréseux.

Malgré le caractère azoïque ou peu fossilifère des formations, on considère d'une manière générale, que la répartition dans le temps de la partie étudiée de ce phénomène sédimentaire débute au Cambrien supérieur (Sahara et Nord-Ouest de l'Espagne) et n'excède pas l'Arenig moyen. Si cette sédimentation semble plus précoce dans certaines régions que dans d'autres, elle est toutefois générale entre la base de l'Arenig inférieur et l'Arenig moyen (pro-parte).

Par ailleurs, pour le Paléozoïque inférieur, les données paléoclimatiques (Spjeldnaes, 1961 et 1976), paléontologiques (Dean, 1976) et paléomagnétiques (Van der Voo et al., 1981 ; Perroud, 1982) s'accordent toutes pour situer l'ensemble "Armorica", comprenant principalement la Péninsule Ibérique, le Massif Armoricaïn, le Sud de l'Angleterre, le Sud de l'Irlande, le Grand Banc de Terre Neuve et la partie orientale de Terre-Neuve, à des paléolatitudes très proches de celles du Gondwana. Les indications concernant la paléolongitude sont moins précises. On peut cependant considérer que l'ensemble "Armorica" se situait entre des positions extrêmes allant de l'Algérie à l'Egypte (cf. Perroud, 1982 ; Fig.57).

L'analyse des isopaques, à l'échelle des régions ibéro-armoricaines et sahariennes (cf. Fig.29), a permis de confirmer le contrôle de la sédimentation paléozoïque par les structures antérieures du socle. Sur le Massif Armoricaïn et la Péninsule Ibérique (cf. Fig.29), les aires for-

tement subsidentes se parallélisent à l'arc ibéro armoricain dont la structuration primaire est cadomienne (Lefort et Haworth, 1979 ; Perroud, 1982). Au Sahara, elles s'orientent d'une part suivant les structures méridiennes panafricaines et d'autre part selon des axes Est-Ouest (au Nord des bassins nord sahariens) qui annoncent déjà les directions hercyniennes (Legrand, 1974) (cf. Fig.27).

Le régime de distension générale proposé pour cette époque par de nombreux auteurs (Cantagrel et al., 1978 ; Boyer, 1979 ; Autran et Cogné, 1980 ; Vidal, 1980 ; Julivert et Truyols, 1983) peut être corrélé avec les prémices de l'ouverture de l'Océan sud armoricain ou de l'Océan Théic (bordure Nord-Ouest du Gondwana) qui semblent s'être ouverts avant le Silurien. Il est fort probable que les effets de ces mécanismes distensifs se soient fait sentir au travers des structures cadomiennes (Massif Armoricain, Péninsule Ibérique) et le long de structures parallèles au bord nord de la future marge gondwanienne (bassins nord sahariens).

En ce qui concerne l'analyse des paléocourants, un écoulement principal, en milieu continental (fluvial), guidé par une paléopente générale inclinée vers le Nord, voire le Nord-Ouest (en position géographique actuelle), a été reconnu aussi bien au Sahara (Beuf et al., 1971) qu'en Arabie Saoudite (Dabbagh et Rogers, 1983). Cet écoulement est à l'origine d'un apport considérable de matériaux provenant du Sud qui débouche sur un vaste domaine marin de plateforme plus septentrional correspondant aux bassins nord sahariens, à la partie septentrionale de la zone étudiée en Arabie Saoudite (cf. Dabbagh et Rogers, 1983) et peut-être même aux domaines ibéro-armoricain et afghan (cf. Blaise et Bouyx, 1980 a et b). Les sens dominants de transport dans ces environnements marins peu profonds (régions ibéro-armoricaines et arabiques) s'orientent également vers un domaine Nord (plus précisément de l'Est-Nord-Est au Nord).

Le caractère très évolué du sédiment, tout aussi marqué dans les dépôts fluviaux du Sahara (Beuf et al., 1971 ; Bellini et Massa, 1982), que dans les milieux marins plus septentrionaux, suggère une longue histoire sédimentaire pour ces matériaux. Ces derniers possèdent une bonne maturité de texture et de composition s'accompagnant d'une usure relativement élevée de la majorité des grains. La granulométrie est variable et relativement plus grossière au Sahara (cf. Beuf et al., 1971 ; Fig. 184 et 194 ; Massa in Bellini et Massa, 1980 ; Fig.6), excepté certains faciès argileux d'âge Arenig situés au Nord-Ouest du Sahara (Benoit et Taugourdeau, 1961 ; Legrand, 1974), que sur le domaine ibéro-armoricain. La présence irrégulière de sédiments plus immatures traduit l'existence d'apports locaux provenant soit d'épandages volcaniques contemporains ou antérieurs à la sédimentation, soit de terres émergées, comme c'est probablement le cas pour les régions armoricaines (Domnonée : Nord du Massif Armoricain).

Le cortège de minéraux lourds est exclusivement composé d'espèces résistantes (zircon, rutil et tourmaline), cette hypermaturité datant apparemment de la mise en place du sédiment. Sur le plan quantitatif, les teneurs en minéraux lourds calculées dans les horizons minéralisés (328 lames minces) expriment, à l'échelle de l'arc ibéro-armoricain, deux gradients sensiblement de même pente mais de sens opposés. Cette zonation régionale a d'ailleurs été confirmée par une analyse multivariable sur 10 paramètres. Toutefois, les faibles variations de teneurs enregistrées sont certainement pour une bonne part, conditionnées par l'hydrodynamisme du milieu, ce qui n'autorise pas une interprétation en terme d'apport de matériaux. On peut par contre envisager, à titre d'hypothèse, qu'une différenciation régionale des milieux de dépôts soit à l'origine des fluctuations de teneurs en minéraux lourds. Une étude plus fine a montré que les plus grandes fréquence et richesse des horizons minéralisés se situent soit dans les dépôts de tempête soit dans les dépôts

qui remobilisent ces derniers au cours de la sédimentation permanente. D'une façon générale, les zones riches en minéraux lourds (Massif Armoricaïn oriental et région septentrionale de la Péninsule Ibérique), pourraient correspondre à des milieux relativement plus profonds où la fossilisation des séquences de tempête est plus fréquente, alors que les régions plus pauvres constitueraient des domaines plus côtiers où la préservation de la sédimentation chronique est dominante par rapport à celle des dépôts de tempête.

Enfin, l'étude isotopique U-Pb réalisée en collaboration avec J.J. Peucat et J. Cornichet (Rennes) sur des lots de zircons morphologiquement différents ("Grès Armoricaïn" de Normandie) a permis de distinguer un pôle ancien (zircons roses et usés) à 2200 Ma (âge minimum) d'un pôle plus récent représenté par deux catégories de zircons clairs (usés et non usés). L'âge à 510 ± 30 Ma obtenu sur la fraction non usée (peu importante sur le plan quantitatif) pourrait correspondre à des apports locaux provenant de roches volcaniques ou magmatiques d'âges équivalents, connues dans les régions septentrionales du Massif Armoricaïn.

CORRELATIONS POSSIBLES ENTRE LES RESULTATS OBTENUS

a - Superposition des cartes de répartition géographique des différents types de contacts inférieurs (Fig.3) et des isopaques (Fig.29) de la Formation du Grès Armoricaïn et de ses équivalents (cf. Fig.73).

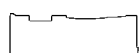
Au niveau des zones fortement subsidentes, on peut constater la présence de deux types de formations sous-jacentes sur lesquelles repose en concordance le "Grès Armoricaïn" (s.l). Ce sont soit des formations immatures correspondant aux dépôts juste antérieurs au "Grès Armoricaïn" (s.s) et qui reposent le plus souvent en discordance sur le socle, soit de puissantes formations trémadociennes et/ou cambriennes.

A l'Ordovicien inférieur, la topographie résiduelle, principalement déterminée par la structuration antérieure (cadomienne ou panafricaine) guide la localisation des premiers dépôts puis les mécanismes de subsidence différentielle (cf. Noblet, 1983).

b - Superposition des trajectoires de paléocourants et des courbes d'isopaques (cf. Fig.74). Pour plus de facilité, les données ont été reportées sur une reconstitution paléogéographique fini-hercynienne. Il s'agit ici d'interpréter les sens de transport figurés en termes de transit sédimentaire par rapport aux axes subsidents, sachant qu'ils ne possèdent pas leur orientation originelle.

Pour les domaines marins de plateforme des régions ibéro-armoricaines, les sens de transport dominants de la sédimentation permanente se disposent de façon aléatoire par rapport aux zones de subsidence. Il ne semble donc pas y avoir de relation directe entre la subsidence différentielle et la progradation des corps sédimentaires, ce qui pourrait éventuellement s'expliquer par un équilibre quasi constant entre la subsidence et la sédimentation.

Au Sahara, il en est tout autrement, le parallélisme des sens de transport (en milieu continental) et des axes subsidents (en milieu marin) suggère un contrôle des écoulements fluviaux non seulement par la paléopente générale mais aussi par la morphologie de la surface infratassilienne, laquelle dépend des structures méridiennes du socle panafricain (cf. Beuf et al., 1971).





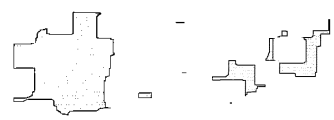
a

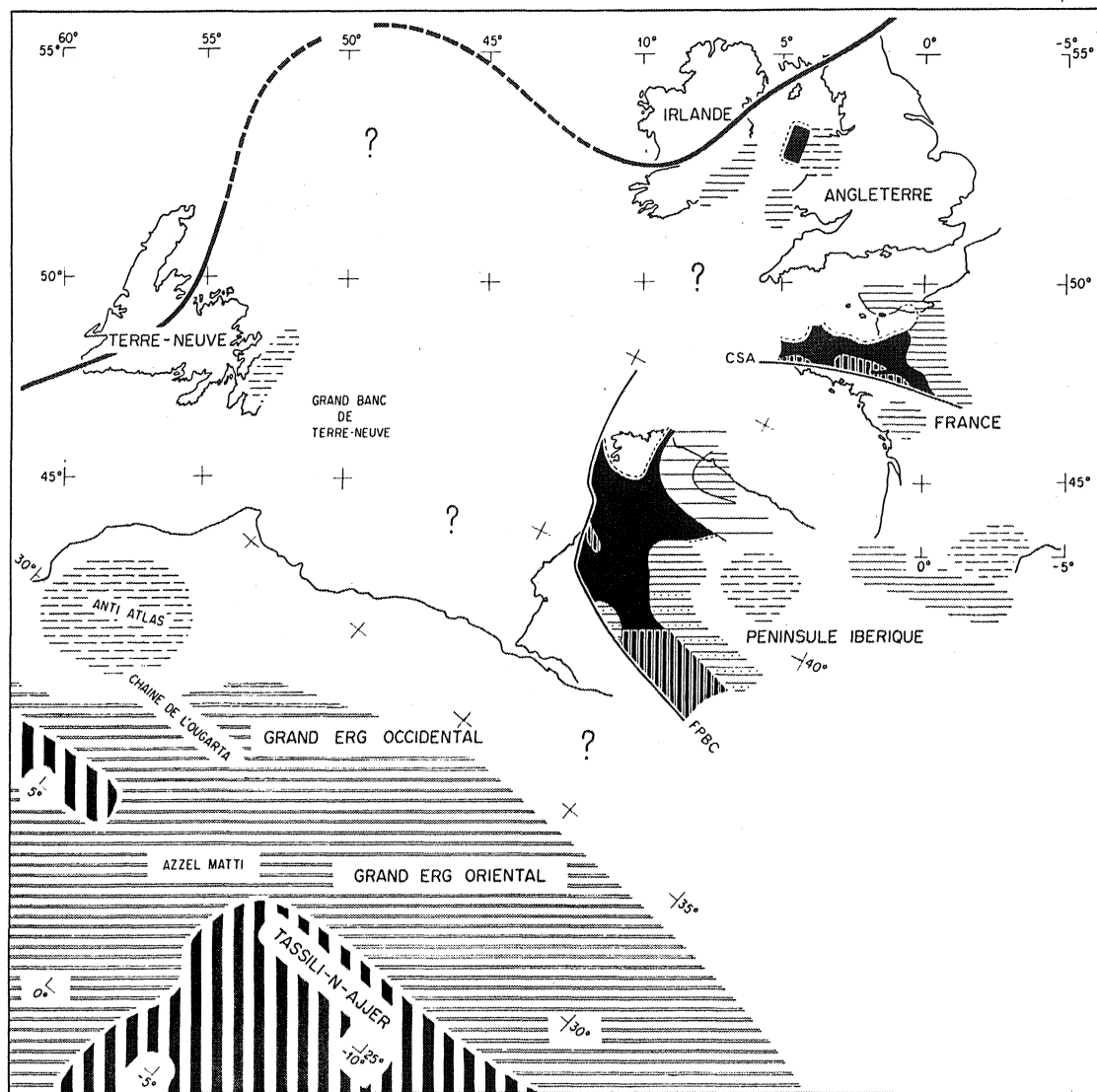


s

d

l





- | | |
|--|--|
| <p>a) Formation du Grès Armoricaïn (ou formations équivalentes) reposant en discordance sur le socle cadomien.</p> <p>b) Formation du Grès Armoricaïn (ou formations équivalentes) en concordance sur une formation "pourprée" et/ou conglomératique, elle-même discordante sur le socle.</p> <p>c) Formations cambro-ordoviciennes (Cambrien supérieur Arénig moyen) correspondant à l'Unité 2 (Sahara) reposant en discordance sur le socle panafricain.</p> <p>d) Formation du Grès Armoricaïn (ou formations équivalentes) en concordance sur une formation "pourprée" et/ou conglomératique, elle-même reposant avec une discordance érosive sur des formations cambriennes.</p> <p>e) Formation du Grès Armoricaïn (ou formations équivalentes) reposant en concordance (avec lacune sédimentaire possible) sur des formations cambriennes.</p> <p>f) Formation du Grès Armoricaïn (ou formations équivalentes) en concordance sur du Trémadoc daté.</p> | <p>g) Formations cambro-ordoviciennes indifférenciées, reposant sur du Cambrien inférieur en concordance.</p> <p>h) Formations cambro-ordoviciennes (Cambrien supérieur-Arénig moyen) correspondant à l'Unité 2 (Sahara) en concordance ou en discordance sur l'Unité 1, elle-même discordante sur le socle panafricain.</p> <p>— Limite CONDWAHA-LAURENTIA (axe de la suture de l'Océan Iapetus)</p> <p>— CSA Cisaillement Sud-Armoricain (branche Nord)</p> <p>— FPBC Faille Porto-Badajoz-Cordoue</p> |
|--|--|

Fig.73 : Superposition des cartes de répartition géographique des différents types de contacts inférieurs (cf. Fig.3) et des isopaques (cf. Fig.29) de la Formation du Grès Armoricaïn et de ses équivalents.

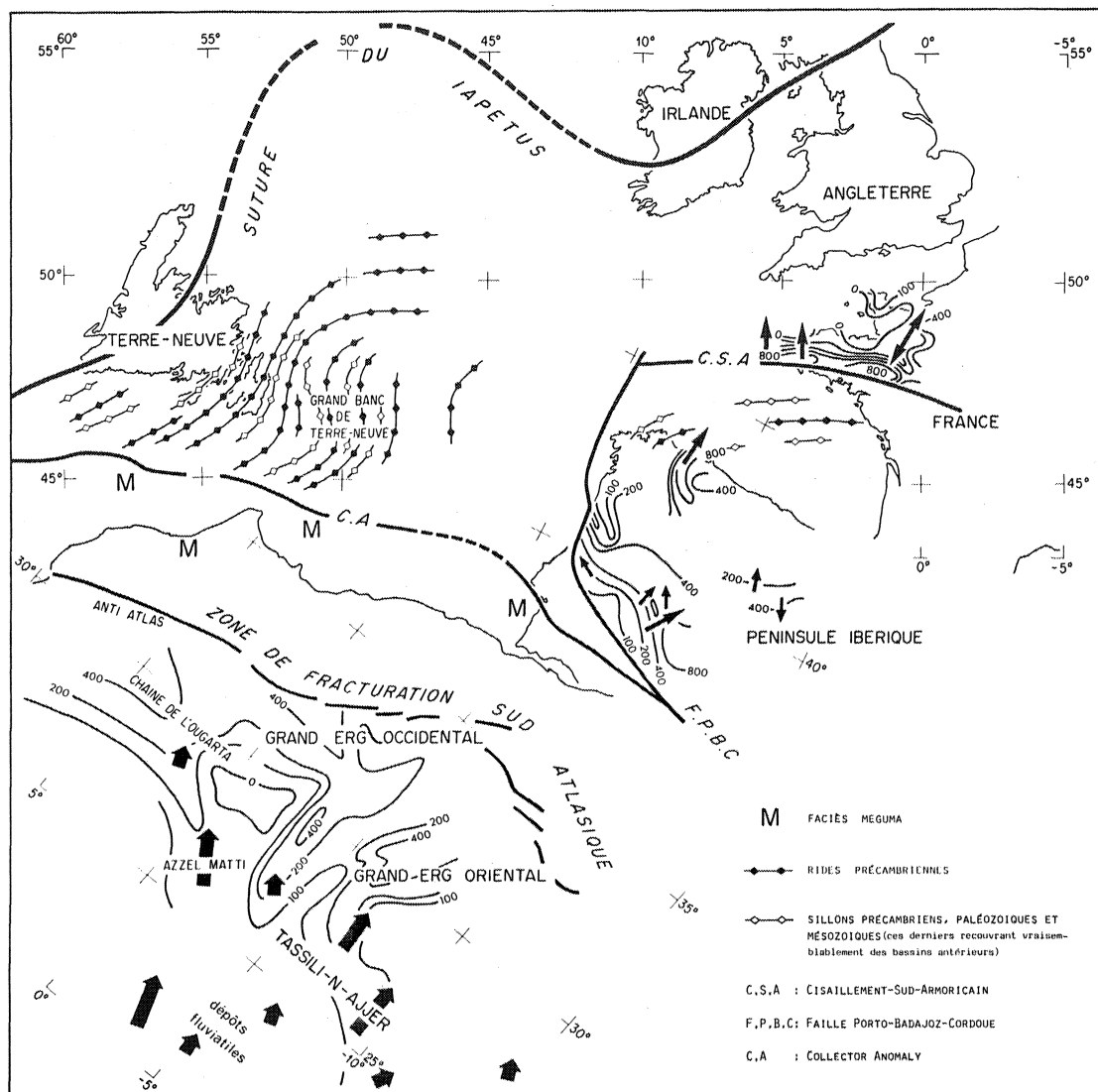


Fig. 74 : Superposition des trajectoires de paléocourants et des courbes d'isopaques.

INTERPRETATION GENERALE

Cet ensemble de données suggère que la principale source du détritisme de l'Ordovicien inférieur est à rechercher au Sud du Sahara. Celle-ci aurait alimenté les grès fluviatiles sahariens (cf. Beuf et al., 1971) et arabiques (cf. Dabbagh et Rogers, 1983) et les grès marins du Sahara (bassins nord sahariens), d'Arabie, des domaines ibéro-armoricains et peut-être même d'Afghanistan.

La localisation méridionale (en position géographique actuelle) de cette région source est indiquée par l'existence, depuis le sommet du Cambrien supérieur jusqu'à l'Arenig inclus, d'un vaste réseau fluviatile en tresse présentant un écoulement général orienté au Nord sur la plupart des régions nord gondwaniennes. L'hypermaturité de ces sédiments représente par ailleurs un argument en faveur d'un long transport, donc d'un éloignement déjà important par rapport aux zones d'alimentation. La dispersion de cet épandage sableux (en domaine continental) s'effectue au moins jusqu'à l'extrême Nord des bassins nord sahariens (cf. Beuf et al., 1971) au Cambrien supérieur ou au Trémadoc. Par un recul progressif en direction de la source, ces faciès continentaux font ensuite place à un environnement marin de plateforme, transgressif, en réponse à une probable crise eustatique.

Si ces faciès marins apparaissent dès le Trémadoc dans certaines régions à l'extrême Nord du Sahara (cf. Beuf et al., 1971 ; Fig.122 ; Legrand, 1974) ils sont quasiment ubiquistes à l'Arenig (Arenig inférieur et moyen pro parte) au moins à l'échelle saharienne et ibéro-armoricaine.

Le volume de matériel déposé dans cet environnement semble tout à fait à la mesure des capacités potentielles du régime fluviatile en tresse observé sur plus d'un million de kilomètres carrés, uniquement en ce qui concerne la dalle saharienne (cf. Beuf et al., 1971, p.166).

Comparativement aux grès continentaux, les sédiments marins se caractérisent par une granulométrie légèrement plus fine, une aussi bonne maturité et un cortège de minéraux lourds identique. Par ailleurs, les sens de transport dominants, sensiblement identiques dans les régions ibéro-armoricaines et arabiques (milieu marin) montrent que la dispersion des sables s'est principalement effectuée vers le Nord (voire le Nord-Est et l'Est-Nord-Est dans certains cas) (en position géographique actuelle). A l'échelle nord gondwaniennne, il n'est pas impossible que l'action constante des vents, engendrant des courants marins, ait pu favoriser le transport des sédiments déposés sous une faible tranche d'eau. Cette action, associée à celle des forces de Coriolis pourrait également expliquer le sens de déviation anti-horaire des sens dominants de transport mis en évidence sur le domaine ibéro-armoricain, qui se trouvait à l'époque dans l'hémisphère Sud (très proche du pôle). A ces transports liés à la sédimentation chronique, il faut ajouter ceux provoqués par les tempêtes dont les effets sur le déplacement des sédiments peuvent être très importants. Selon Swift et al. (1981) la dynamique de certains de ces événements, sur les plateformes actuelles, représentent jusqu'à 95% du transport total. Les faciès de tempête ont été, par ailleurs, reconnus dans les mers épic Continentales à des distances très importantes du rivage (plus de 1000km) (Rice, 1982), ce qui confirme l'efficacité de cette dynamique.

Il faut également rappeler que la dispersion des sédiments sur le domaine ibéro-armoricain ne semble pas avoir été gênée par la topographie résiduelle du socle cadomien. Celle-ci a probablement guidé l'arrivée des premiers sédiments et seulement facilité la subsidence dans certaines régions par la suite. Sur le Massif Armoricaïn, les mécanismes de cette subsidence différentielle se sont d'ailleurs atténués vers le sommet de la formation (cf. Noblet, 1983).

Si la majorité des apports semble provenir d'une source gondwanienne, il ne faut pas cependant écarter l'existence d'apports locaux ou régionaux qui ont très certainement participé à cette sédimentation. Les preuves en sont la présence irrégulière de niveaux très grossiers (à la base de la série ou interstratifiés), de feldspaths et fragments lithiques ainsi que l'existence de zircons non usés dans le cortège de minéraux lourds.

Toutefois, en raison de l'énorme volume de sédiments que représente le "Grès Armoricaïn" (s.1) et sa forte maturité générale, il ne semble pas possible de retenir comme principales sources d'alimentation les quelques flots de socle cadomien probablement émergés à cette époque (Domnonée et Cap bas Normand, Irish Sea Landmass, socle cadomien du Grand Banc de Terre-Neuve et d'Avallon (?)) qui devaient être déjà plus ou moins érodés. En ce qui concerne plus particulièrement les zones émergées de Terre-Neuve, d'Irlande (région Sud-Est) et du Pays de Galles, probablement soulevées par les effets de la subduction du Iapetus, elles ne semblent pas avoir fourni d'importantes quantités de matériel grossier (alternances argilo-gréseuses du Groupe de Bell Island à Terre-Neuve (cf. Dean et Martin, 1978) ; alternances argilo-gréseuses à passées conglomératiques en Irlande (cf. Crimes et Crossley, 1968 ; Brück et al., 1974 ; Naylor et al., 1980) ; grès de la Formation de "Stiperstones" (env.120m) au Pays de Galles (Dean et Toghil, 1974)).

Les études comparatives des sédiments briovériens, cambriens et ordoviciens du Massif Armoricaïn, effectuées par Doré (1971) sur les cortèges de minéraux lourds et par Dabard (1983) sur la géochimie, confirment une origine lointaine pour la majorité des sédiments du "Grès Armoricaïn".

Enfin, la position de cette immense plateforme à proximité du pôle Sud pose évidemment un problème, quant aux conditions climatiques régnant à cette époque, problème également soulevé par Legrand (1983). Jusqu'à présent, aucune trace de glaciation n'a été mise en évidence dans les terrains d'âge Ordovicien inférieur des régions étudiées. Dans le cadre de l'interprétation proposée, les régions source se situaient à de plus basses latitudes.

CONSEQUENCES GEODYNAMIQUES (cf. Fig.75)

L'étendue et l'homogénéité d'une telle sédimentation à l'Ordovicien inférieur (Trémadoc-Arenig), sur la bordure nord du Gondwana, impliquent l'existence d'une plateforme continentale continue depuis le Sahara jusqu'à l'Océan Iapetus (en latitude) et au moins du Maroc à l'Arabie (en longitude).

Si les ensembles "Nord Gondwana" et "Armorica" se trouvaient bien l'un à côté de l'autre comme le suggèrent par exemple les données paléomagnétiques (Perroud, 1982 ; Fig.57), le passage des sédiments implique qu'il ne pouvait pas y avoir de barrières morphologiques. Les océans Théic et Sud armoricaïn (au sens de Lefort et Ribeiro, 1980), qui semblent s'être ouverts avant le Silurien (Cogné, 1977 ; Lefort, 1979 ; Lefort et Ribeiro, 1980), étaient donc encore inexistantes à l'Ordovicien inférieur.

Toutefois, le faciès Meguma (de type bas de marge), en partie contemporain du "Grès Armoricaïn" et observé dans une "gouttière" depuis le Portugal jusqu'à la Nouvelle Ecosse, pourrait correspondre aux prémices de l'ouverture de l'Océan Théic. Le transit sédimentaire entre le Sahara et les régions ibéro-armoricaines devait donc s'effectuer à l'Est de cette zone plus profonde.

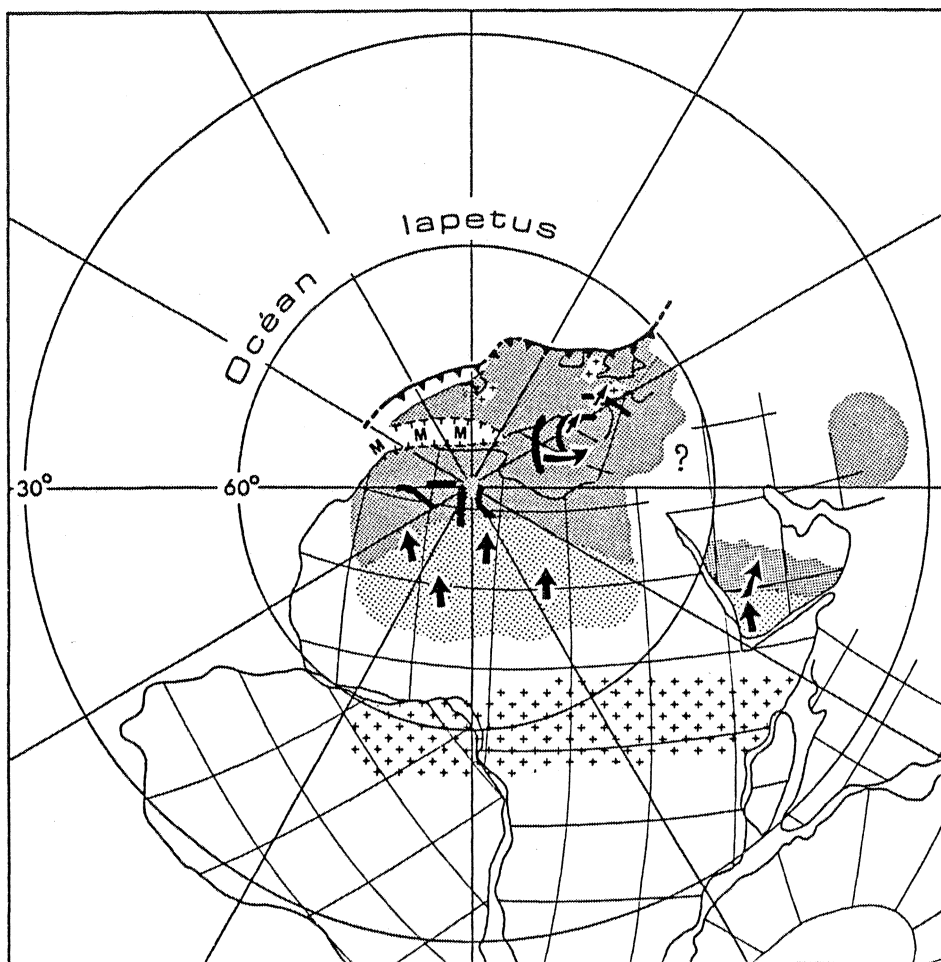


Fig.75 : Essai de reconstitution géodynamique à l'Ordovicien inférieur.
Projection d'après Smith et al., 1981, p.93, modifiée (vue du pôle Sud).

Légende

- | | | | |
|---|-------------------------------------|---|--|
|  | milieu marin de plateforme |  | subduction du Iapetus |
|  | milieu continental (régime fluvial) |  | sens dominants de transport |
|  | régions source possibles |  | axes subsidants |
| | |  | faciès Méguma (correspondant probablement aux prémices de l'ouverture de l'Océan Théric) |

Références bibliographiques

- ALIX Y., 1966. - Contribution à l'étude du synclinal de Martigné-Ferchaud. Etude stratigraphique et Essai d'interprétation tectonique du sondage carotté "CO2" effectué par la "Société des Mines de Fer de Saint-Pierremont". Congrier, Mayenne. D.E.S. Rennes.
- ALLEN J.R.L., 1968. - Current ripples. Their relation to patterns of water and sediment motion, 433p. North-Holland, Publ. Comp., Amsterdam.
- AUDEBAUD E., CAPDEVILA R., DALMAYRAC B., DEBELMAS J., LAUBACHER G., LEFEVRE C., MAROCCO R., MARTINEZ Cl., MATTAUER M., MEGARD F., PAREDES J. et TOMASI P., 1973. - Les traits géologiques essentiels des Andes Centrales (Pérou-Bolivie). Revue de Géographie physique et de géologie dynamique (2), Vol. XV, Fasc. 1-2 : 73-114, Paris.
- AUDREN Cl., COGNE J., CHAUVEL J.J., DORE F., JEGOUZO P., LE CORRE Cl., LE GALL J., PARIS F., PLAINE J., QUETE Y. et ROBARDET M., 1974. - La chaîne hercynienne armoricaine : zonéographie structurale d'une transversale dans le secteur oriental. Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Nancy, p.19.
- AUTRAN A., COGNE J. 1980. - La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. 26ème CGI Paris, colloque C6, Mémoires BRGM 108, Ann. Soc. Géol. nord. 99 : 90-111.
- AUVRAY B., MACE J., VIDAL Ph. et VAN DER VOO R., 1980. - Rb-Sr dating of the Plouézec volcanics N Brittany : implications for the age of the red beds ("séries rouges") in the northern Armorican Massif. J. Geol. Soc. London, Vol. 137 : 207-210.
- BABIN Cl., COCKS L.R.M. et WALLISER O.H., 1980. - Faciès, faunes et paléogéographie antécarbonifère de l'Europe. 26e Congrès Géologie International. Colloque C6 : Géologie de l'Europe. Mémoires BRGM, 108 : 191-202.
- BABIN C. et PLUSQUELLEC Y., 1969. - "Ripple-marks" actuels et fossiles. "PENN AR BED", Vol. 7, n°56, Mars 1969 : 34-40.
- BABIN C., ARNAUD A., BLAISE J., CAVET P., CHAUVEL J.J., DEUNFF J., HENRY J.L., LARDEUX H., MELOU M., NION J., PARIS F., PLAINE J., QUETE Y. et ROBARDET M., 1976a. - The Ordovician of the Armorican Massif (France). In the Ordovician System : proc. Palaeont. Assoc. Symp., Birmingham, BASSETT, M.G. (ed.), : 359-385.

- BABIN C., CHAUVEL J.J., LARDEUX H., PARIS F. et ROBARDET M., 1976b. - Lexique des formations de l'Ordovicien armoricain. Bull. Soc. Géol. minéral. Bretagne. num. sp.
- BALDWIN C.T., 1975. - The stratigraphy of the Cabos Series in the section between Cadavedo and Lueza, province of Oviedo, N.W. Spain. Brev. Geol. Ast. XIX : 11-16.
- BALDWIN C.T., 1976. - The trace fossil stratigraphy of some shallow marine Cambro-Ordovician rocks from Brittany, N.W. Spain and the United Kingdom. Thèse Université de Liverpool. Inéd. : 177p.
- BALDWIN C.T., 1977. - The stratigraphy and facies associations of trace fossils in some Cambrian and Ordovician rocks of north western Spain. In : Trace fossils 2 (T.P. CRIMES et J.C. HARPER edit.) Geol. Journ. Special. Issue, 9 : 9-40.
- BALDWIN C.T. et JOHNSON H.D., - 1977. - Sandstone mounds and associated facies sequences in some Late Precambrian and Cambro-Ordovician inshore tidal flat/lagoonal deposits. Sedimentology (1977) 24 : 801-818.
- BARD J.P., CAPDEVILA R. et MATTE Ph., 1971. - La structure de la Chaîne Hercynienne de la Meseta Ibérique : Comparaison avec les segments voisins. Publ. Inst. Fr. Pétrole, Collection Coll et semin., n°22. (Histoire structurale du Golfe de Gascogne, (T.1) : I.4-1 à I.4-68. Edit. technip.
- BARROIS Ch., 1891. - La Faune du Grès armoricain. Ann. Soc. Géol. Nord XIX : p.134.
- BEAUCHAMP J. et PETIT J.P., 1983. - Sédimentation et tectogenèse triasique au Maroc : l'exemple du Haut Atlas et Marrakech. In : Rifts et fossés anciens. Bull. Centres Rech. Exploit. Prod. Elf Aquitaine, 7, 1 : 389-397, Pau.
- BEGE V., 1970. - Der Armoricanische Quarzit in Spanien. Paläogeographie, Fazies, Sedimentation des frühen Ordoviziums. Diss. Heidelberg : 1- 106.
- BELLINI E. et MASSA D., 1982. - A stratigraphic contribution to the Palaeozoic of the Southern basins of Libya. The geology of Libya, V. 1, M.J. SALEM and M.T. BUSREWIL (ed.), : 56p.
- BENOIT A. et TAUGOURDEAU Ph., 1961. - Sur quelques Chitinozoaires de l'Ordovicien du Sahara. Revue Inst. Français du Pétrole 1961 : 1403-1421.
- BERGSTRÖM J., 1976. - Lower paleozoic trace fossils from eastern Newfoundland. Canadian Journal of Earth Sciences. V. 13, N.11, 1976 : 1613-1633.
- BERTHOIS L., 1935. - Recherches sur les minéraux lourds des granites de la partie orientale du Massif Armoricain. Mem. Soc. Géol. minéral. Bretagne, T. 2 : 190p.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., DE CHARPAL O., ROGNON P., GARIEL O. et BENNACEF A., 1971. - Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un cratón. Publ. de l'Inst. Fr. du Pétrole Coll. "Science et technique du Pétrole" n°18, 464p.

- BISCOFF L., SCHÄFER F., SCHMIDT K. et WALTER R., 1973. - Zur geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien). Münster Forsch. Geol. Paläount, 28 : 1-27.
- BISHOP A.C., BRADSHAW J.D., RENOUF J.T. et TAYLOR R.T., 1969. - The stratigraphy and structure of part of west Finistère, France. Q. Jl. géol. Soc. Lond. Vol. 124 : 309-348.
- BLAISE J. et BOUYX E., 1980a. - Les séries cambro-ordoviciennes à Cruziana et le problème de l'extension septentrionale des plates-formes "périgondwaniennes" durant le Paléozoïque inférieur. C.R. Acad. Sc. T. 291, série D : 793-796.
- BLAISE J. et BOUYX E., 1980b. - Remarques sur le Paléozoïque inférieur de quelques secteurs de l'Afghanistan central et des domaines ibéro-armoricains : stratigraphie comparée et implications paléogéographiques. Bull. Soc. Géol. minéral. Bretagne, 1980 (C), XII, 1 : 63-76.
- BOERSMA J.R., 1970. - Distinguishing features of wave ripple cross. Stratification and morphology. Unpublished Doctorat Thesis. University of Utrecht : 65p.
- BOSCH, J.V.D., 1969. - Geology of the Luna-Sil region. Cantabrian Mountains (NW Spain). Leidse Géol. Mededelingen 44 : 137-225.
- BOUYX E., 1970. - Contribution à l'étude des formations Anté-Ordoviciennes de la Meseta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz). Mem. Inst. Géol. Min. España, 73 : 1-263.
- BOUYX E., 1979. - Comparaison de faciès et reconstitutions paléogéographiques : l'exemple de quelques séries ordoviciennes d'Europe occidentale et d'Asie méridionale. 104ème Congrès National des Sociétés savantes, Bordeaux : 17-21.
- BOYER Cl., 1976. - Les grandes périodes d'activité volcanique au cours des temps paléozoïques dans les Massifs Armoricaïn et Central. Bull. du BRGM (2d Série), Section I, n°1, 1976 : 3-24, 6 figs.
- BOYER F. et GUIRAUD R., 1964. - Observations nouvelles sur le passage du Cambrien à l'Ordovicien dans la Montagne-Noire. Bull. Soc. géol. de France (7), VI, 1964 : 515-522.
- BOYER Cl., AUTRAN A., AUVRAY B., GUILLOT P.L. et LE GALL J., 1979. - Bilan et synthèse des paléovolcanismes anté-Dévonien en France. Bull. Soc. Géol. France, (7), T. XXI, n°6, : 685-708.
- BRADSHAW J.D., 1963. - The Lower Palaeozoic and lowest Devonian rocks of the Crozon Peninsula (Finistère). Unpublished Ph. D. Thesis. University of London : 234p.
- BRADSHAW J.D., 1966. - An unusual sedimentary structure indicative of shallow water conditions in the Grès Armoricaïn of Finistère (France). Sedimentology, 7 (1966) : 149-154.
- BRAMLETTE M.N., 1941. - The stability of heavy minerals in sandstones. J. Sedim. Petro., Tulsa, Vol.11 : 312-314.

- B.R.G.M., 1974. - Etudes minérologiques, chimiques et texturologiques des grès à zircon-rutile du massif armoricain. Département laboratoires (collectif) 74 SGN 341 LAB.
- BRILLANCEAU A. et MATHIEU G., 1965. - Notable extension du Silurien dans le Bas Bocage Vendéen. *Ibid.*, 261 : 1875-1881.
- BRP, CEP, CFP(A), CPA, CPT(L), IFP, SEREPT, SN REPAL, 1964. - Essai de nomenclature lithostratigraphique du Cambro-Ordovicien Saharien. *Soc. Géol. Fr., M. hors-sér., n°2* : 55p.
- BRÜCK P.M., POTTER T.L. et DOWNIE C., 1974. - The lower palaeozoic stratigraphy of the northern part of the leinster massif. *Proceedings of the royal irish academy. Vol.74, Section B, Number 7* : 75-84.
- CANTAGREL J.M., DUTHOU J.L., BERNARD-GRIFFITHS J., 1978. - Geochronology of Paleozoic Magmatism in the Massif central (France), its connections with the tectonism and metamorphism. The 4th int. conf. Geochrono, Cosmochrono, isotope Geology. Geological Survey Open-File report 78. 701 : 55-58, RE Zartman ed.
- CAPDEVILA R., 1969. - Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (Nord-Ouest de l'Espagne). Thèse Univ. Montpellier : 1-430.
- CAPERA J.C., 1980. - Cambrien et Ordovicien inférieur du Versant Sud de la Montagne Noire, in Babin et Courtesole : le Paléozoïque inférieur du Massif Armoricain et de la Montagne Noire. Excursion 048A, 26e CGI, Paris : 120-123.
- CAPERA J.C., COURTESOLE R. et PILLET J., 1975. - Biostratigraphie de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire (France méridionale). Trémadocien inférieur. Extrait du Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse. T. 111, Fasc. 3-4.
- CARLS P., 1975. - The Ordovician of the eastern Iberian Chains near Fombuena and Luesma (Prov. Zaragoza, Spain). *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh* 180, 2 : 127-146.
- CHAURIS L., 1971. - Les recherches récentes sur le grès armoricain (skiddavien) dans le Nord-Ouest de la Bretagne. *Mémoires BRGM, Paris*, 73 : 213-221.
- CHAURIS L., DEUNFF J., LAPIERRE F., LEFORT J.P. et PLUSQUELLEC Y., 1972. - Les formations précambriennes et paléozoïques au large des côtes occidentales du Finistère. *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 274 : 2624-2628.
- CHAUVEL J.J., 1962. - Etude sédimentologique des schistes intermédiaires (ordovicien inférieur) de la région comprise entre Bain-de-Bretagne et Martigné-Ferchaud (Ille et Vilaine). Extrait du Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne. Nouvelle série, Fascicule 2.
- CHAUVEL J.J., 1968. - Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. Thèse, Rennes et Mém. Soc. Géol. minéral. Bretagne, 16, (1971).

- CHAUVEL J.J., 1974. - Les minerais de fer de l'Ordovicien inférieur du bassin de Bretagne-Anjou, France. *Sédimentology* (1974) 21 : 127-147.
- CHAUVEL J.J. et LE CORRE Cl., 1971. - La transgression paléozoïque et l'Ordovicien inf. dans la presqu'île de Crozon (Finistère). *Mémoires BRGM*, Paris, 73 : 109-117.
- CHOUBERT B., 1935. - Recherches sur la genèse des chaînes paléozoïques et antécambriennes. *Rev. Géogr. Phys. et Geol. dyn.*, VIII, 1 : 5-50.
- COCCHIO A.M., 1981. - Microflores des séries du Paléozoïque inférieur du Massif de Mouthoumet (Corbières, Aude). Thèse de 3ème cycle inédite, Toulouse.
- COGNE J., 1971. - Le Massif Armoricaïn et sa place dans la structure des socles ouest-européens : l'arc hercynien ibéro-armoricain. In : *Histoire structurale du Golfe de Gascogne* 1, Publ. Inst. Fr. Pétro., Edit. Technip. : I 1.1/I 1.23.
- COGNE J., 1977. - La Chaîne hercynienne Ouest Européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. *Ecologie et géologie de l'Himalaya*, Paris, Colloque interne du CNRS 268 : 111-129.
- COMTE P., 1959. - Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. Inst. Géol. Min. Esp.*, 60 : 1-440.
- CONDE L., 1966. - Direcções de correntes na base do ordovicico do afloramento de Amêndoa-Mação e sua importância paleogeográfica. *Memórias e Notícias. Publ. Mus. Labo. Mineral. Géol. Univ. Coïmbra* n°61 : 45-55.
- CONTROLE GEOLOGIQUE DES FORAGES, 1972. - Formulaire du Géologue de Chantier. Technip, 1972.
- COOPER R.A., JAGO J.B., MacKINNON D.I., SHERGOLD J.H. et VIDAL G., 1982. - Late Precambrian and Cambrian Fossils from Northern Victoria Land and their Stratigraphic Implications. *Antarctic Geoscience* (Campbell Craddock edit.) : 629-633. Univ. of Wisconsin press, Madison.
- CRIMES T.P. et CROSSLEY J.D., 1968. - The stratigraphy, sedimentology, ichnology and structure of the lower palaeozoic rocks of part of north-eastern co-wexford. *Proceedings of the royal irish academy*. Vol.67, Section B, n°8 : 185-215.
- DABARD M.P., 1983. - Etude pétrographique et géochimique des roches sédimentaires paléozoïques du Massif Armoricaïn : Presqu'île de Crozon, flanc Nord du Bassin de Laval. Thèse 3ème cycle, Rennes, 207p.
- DABBAGH M.E. et ROGERS J.J.W., 1983. - Depositional environments and tectonic significance of the Wajid Sandstone of southern Saudi Arabia. *Journal of African Earth Sciences*, Vol.1, n°1 : 47-57. Grande Bretagne.
- DARBOUX J.R. et PLUSQUELLEC Y., 1981. - Tectonique du Dévonien inférieur de la Presqu'île de Crozon : la coupe des Capucins en Roscanvel (Massif Armoricaïn, France). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, T.292, série II : 1409-1411. Paris.
- DEAN W.T., 1966. - The Lower ordovician stratigraphy and trilobites of the Landeyran Valley and the neighbouring district of the Montagne Noire, South-Western France. *Bull. Brit. Mus. Nat. Hist., Geol.*, T. 12, n°6 : 249-353.

- DEAN W.T., 1976. - Some aspects of ordovician correlation and trilobite distribution in the canadian Appalachians. The Ordovician system : proceedings of a Paleontological Association symposium, Birmingham. M.G. (ed.). : 227-250. In Bassett M.G. (ed.).
- DEAN W.T. et TOGHILL P., 1974. - The shelve and Caradoc districts in : Field Excursion Guide to type and classical sections in Britain. Ordovician system Symposium. Bassett et al., edit. Birmingham : 25-35.
- DEAN W.T. et MARTIN F., 1978. - Lower Ordovician acritarchs and trilobites from Bell Island, Eastern Newfoundland. Bull. Geol. Surv. Canada, 284 : 1-35. Ottawa.
- DEGARDIN J.M., 1979. - Découverte du genre *Phyllograptus* (Graptolites) dans l'Ordovicien des Pyrénées Atlantiques : conséquences stratigraphiques. Géobios n°12, Fasc. 2 : 321-329.
- DELGADO J.F.N., 1908. - Contribuições para o estudo dos terrenos paleozoicos. Comun. Com. Serv. Geol. Portugal, 6 : 56-122.
- DESTOMBES J., 1971. - L'Ordovicien du Maroc. Essai de synthèse stratigraphique. Mémoires BRGM Paris, 73 : 237-263.
- DEUNFF J. et CHAUVEL J.J., 1970. - Un microplancton à Chitinozoaires et Acritarches dans des niveaux schisteux du G.A. Mayenne et Sud de Rennes. C.R. Som. Soc. Géol. France, Fasc.6 : 196-198.
- DICKINSON W.R. et SUCZEK Ch. A., 1979. - Plate tectonics and Sandstone compositions. A.A.P.G. Bull., V.63, n°12, 1979 : 2164-2182.
- DOUSIMONI M., GIOT D. et L'HOMER A., 1976. - Variations de faciès dans les grès minéralisés du Massif Armoricaïn. BRGM département géologie. Rapport n°76, SGN 050 GEO.
- DORE F., 1964. - Géologie de la région du Mont-Castre (Lithaire, Manche). Extraît du "C.R. sommaire des séances de la Société géologique de France". Fasc. 7 : p. 265.
- DORE F., 1969. - Les formations cambriennes de Normandie. Thèse Univ. Caen : 790p. (ronéot.).
- DORE F., 1971. - A propos du détritisme ordovicien en Normandie, réflexions basées sur la composition du cortège de minéraux lourds. Bull. Soc. Linn. Normandie. Vol. 102 : 42-50.
- DORE F., 1972. - La transgression majeure du Paléozoïque inférieur dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn. Bull. Soc. Géol. France, (7), XIV : 79-93.
- DOTT R.H., Jr., 1964. - Wacke, graywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification ? Jour. Sed. Petrology 34 : 625-632.
- DUPLAIX S., 1948. - Détermination microscopique des minéraux des sables. Paris et Liège. Librairie Polytechnique Ch. Beranger : 79p.

- DURAND J., 1983. - Sédimentation normale et sédimentation de tempête : importance relative dans le Grès Armoricaïn. *Terra Cognita*, 3(2-3) : 233p.
- DURAND J., 1984a. - Ichnocoenoses du Grès armoricaïn (ordovicien inférieur du Massif Armoricaïn) dans leur contexte sédimentologique. 1er Congrès International de Paléoécologie, Lyon, *Mémoire Geobios*.
- DURAND J., 1984b. - Le Grès Armoricaïn : Sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. Thèse 3ème cycle, Rennes.
- EVERS H.J., 1967. - Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, North-West Spain. *Leidse Geol. Mededelingen*, 41 : 83-151.
- FÄRBER V.A. et JARITZ W., 1964. - Die Geologie des westasturischen Küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW Spanien). *Geol. Jb.* 81 : 679-738.
- FAURE P.P., 1978. - Les grès à rutile et zircon du Massif Armoricaïn et annexes. Thèse école Nationale Supérieure des Mines de Paris. Inéd.
- GAUDETTE H.E., VITRAC-MICHARD A. et ALLEGRE Cl.J., 1981. - North American Precambrian history recorded in a single sample : high-resolution U-Pb systematics of the Postdam sandstone detrital zircons, New York State. *Earth and Planetary Science Letters*, 54 (1981) : 248-260.
- GEZE B., 1949. - Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mem. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 62 : 215p.
- GIL CID M.D., GUTIERREZ ELORZA M., ROMARIZ C. et VEGAS R., 1976. - El Ordovícico y el Silúrico del sinclinal de Guadarranque - Gualija (Prov. de Cáceres, España). *Comunic. Serv. Geol. Port. T. LX*, : 17-29, Lisboa.
- GRABAU A.W., 1904. - On the classification of sedimentary rocks. *Am. geol.*, 33 : 228-247.
- GUILLOCHEAU F., 1982. - Les "Ridens" : corps sédimentaires constitutifs de la formation du grès armoricaïn (Arenig, Presqu'île de Crozon, Massif Armoricaïn). Evolution, implications paléogéographiques. 9ème R.A.S.T., Paris. *Soc. Géol. Fr.*, édit. : 304.
- GUILLOCHEAU F., 1983a. - La sédimentation paléozoïque ouest-armoricaïne. Histoire sédimentaire ; relations tectonique - sédimentation. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), 14, 2 : 45-62.
- GUILLOCHEAU F., 1983b. - Les dépôts de tempête. Le modèle de l'Ordovicien moyen ouest-armoricaïn. Thèse 3ème cycle, Brest, 223p. Inédite.
- HAMMANN W., 1976. - The Ordovician of the Iberian Peninsula. In : *The Ordovician system* (M.G. Basset edit.), *Proc. Pal. Ass. Symp. Birminham* (1974) : 387-409.
- HAMMANN W. et HENRY J.L., 1978. - Quelques espèces de *Calymenella*, *Eohomalonotus* et *Kerfornella* (Trilobita, Ptychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricaïn et de la Péninsule Ibérique. *Senckenbergiana lethaea*, 59, 4/6 : 401-429.

- HAMMANN W., ROBARDET M. et ROMANO M., 1982. - The ordovician system in southwestern Europe (France, Spain and Portugal). International Union of Geological Sciences : 1-47.
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B., SPEARING D.R. et WALKER R.G., 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. SEPM. short course 2. Dallas : 161p.
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B. et WALKER R.G., 1982. - Structures and sequences in clastic rocks. Soc. Econ. Paleont. Min., Short Course 9. Dallas.
- HENRY J.L., 1971. - Les Trilobites Asaphidae et Eohomalonotidae du Grès Armoricaïn supérieur (? Arenigien) de l'Ouest de la France. Mem. Bur. Rech. Geol. min. (BRGM), 73 : 65-77. Paris.
- HENRY J.L. et THADEU D., 1971. - Intérêt stratigraphique et paléogéographique d'un microplancton à Acritarches découvert dans l'Ordovicien de la Sierra de Buçaco. C.R. Ac. Sc. Paris, 272 (ser. D) : 1343-1346.
- HENRY J.L., NION J., PARIS F. et THADEU D., 1974. - Chitinozoaires Ostracodes et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal (Serra de Buçaco) et du Massif Armoricaïn : essai de comparaison et signification paléogéographique. Comm. Serv. Géol. Portugal, S7 : 303-345.
- HÖFGES J., KIRCH P., KUMPA M. et WALTER R., 1982. - Faziesuntersuchungen im Jungpräkambrum und Altpaläozoikum der Montes de Guadalupe (Zentralspanien). Münster Forsch. Geol. Paläont. 56 : 89-130.
- JEGOUZO P., 1980. - The South Armorican Shear Zone. Journal of Structural Geology, Vol.2, n°1/2 : 39-47. Pergamon Press Ltd.
- JOPLING A.V et WALKER R.G., 1968. - Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. Jour. Sedim. Petrol., 38 : 971-984.
- JOSEPH P., 1982. - Le minerai de feroolithique ordovicien du Massif Armoricaïn : sédimentologie et paléogéographie. Thèse Doct Ing. ENS Mines Paris, non publiée.
- JULIVERT M., 1978. - Algunas bases para la correlación Paleogeográfica entre los macizos hercinianos del occidente de Europa. In : Geología de la parte Norte de Macizo Iberico, T. homenaje I. Parga Pondal, Ed. Del Castro, La Coruña : 159-191.
- JULIVERT M., MARCOS A. et TRUYOLS J., 1972. - L'évolution paléogéographique du Nord-Ouest de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien. Bull. soc. Géol. minéral. Bretagne 1972 (C) IV, 1 : 1-7.
- JULIVERT M. et TRUYOLS J., 1974. - Nuevos datos sobre el Ordovícico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres). Breviora Geol. Astúrica, 18(4) : 57-61.
- JULIVERT M. et TRUYOLS J., 1983. - El Ordovícico en el Macizo Iberico in : Libro Jubilar J.M. Rios, Geología de España, Coord. Comba J.A., T1 : 192-246.

- KING E.L., 1982. - Depositional environment of the lower Paleozoic sediments on the Grand Banks of Newfoundland. Bachelor of Science Degree Dalhousie University, Halifax. Nova Scotia.
- KLARR K., 1971. - Der geologische Bau des südöstlichen Teiles vom Aldudes-Quinto Real Massiv. Clausthaler geol. Abh., 11 : 1-148.
- KLEIN Cl., 1960. - La transgression ordovicienne sur les marges orientales de l'Armorique. Bull. Soc. Géol. France, Paris, (7), 2 : 768-778.
- KRYNINE P.D., 1942 - Differential sedimentation and its products during one complete geosynclinal cycle. 1st Panamerican Congress Mining Engin, and Geol Proc., V.2 : 537-582.
- LAFFITTE P. et al., 1972. - Traité d'informatique géologique. Ouvrage collectif, Masson et Cie (ed.), Paris.
- LARDEUX H. et al., 1977. - La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Colloque Int. CNRS n°243. Rennes, sept. 74 : 181-182. CNRS ed. paris.
- LAVERDIERE J.W., 1930. - Contribution à l'étude des terrains paléozoïques dans les Pyrénées occidentales. Mem. Soc. Géol. Nord., T. X, n°2 : 131p.
- LE CORRE Cl., 1978. - Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse d'état, Rennes : 381p.
- LEFORT J.P., 1975. - Etude géologique du socle anté-mésozoïque au Nord du Massif Armoricain : limites et structures de la Domnonée. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 279.
- LEFORT J.P., 1979. - Iberian-Armorican arc and Hercynian orogeny in Western Europe. Geology, V.7 : 384-388.
- LEFORT J.P. et DEUNFF J., 1974. - Etude du socle antémésozoïque de la partie septentrionale du golfe normano-breton. Bull. du BRGM. Deuxième série, section IV, n°2 : 73-83.
- LEFORT J.P. et HAWORTH R.T., 1979. - the age and origin of the deepest correlative structures recognized off Canada and Europe. Tectonophysics, 59 : 139-150.
- LEFORT J.P. et RIBEIRO A., 1980. - La faille Porto-Badajoz-Cordoue a-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan paléozoïque sud-armoricain ? Bull. Soc. Géol. France, 7 : 455-462.
- LEFORT J.P. et VAN DER VOO R., 1981. - A kinematic model for the collision and complete suturing between Gondwanaland and Laurussia in the Carboniferous. The Journal of Geology, Vol. 89, 5 : 537-550.
- LEFORT J.P., 1983. - A new geophysical criterion to correlate the Acadian and Hercynian orogenies of western Europe and eastern America. Geological Society of America, Memoir 153 : 3-18.

- LEGRAND Ph., 1964. - Découverte de nouveaux gisements fossilifères dans les grès inférieurs du Tassili n'Ajjer. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., : 14-15.
- LEGRAND Ph., 1974. - Essai sur la paléogéographie de l'Ordovicien au Sahara Algérien. Notes et Mémoires n°11, 1974. TOTAL, Compagnie française des Pétroles. Paris
- LEGRAND Ph., 1983. - Réflexions sur la paléoclimatologie au Paléozoïque inférieur. Un exemple : L'Ordovicien. Bull. Int. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n°34 : 87-113.
- LENÔTRE N., 1977. - Etude des marques de courant par photographie sous-marine (organisation et gestion d'une photothèque). Thèse 3ème cycle, Bordeaux. 2Vol.
- LOTZE F., 1957. - Zum Alter nordwest Spanischer Quartzit-Sandstein-Folgen. Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.10 : 464-471.
- LOTZE F., 1961. - Das Kambrium Spaniens. Akad. Wiss. Lit. Abh. math. naturw. Kl., 6 : 1-216 (283-498).
- MARCOS A., 1973. - Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España) Trabajos de Geología, Univ. Oviedo, 6 : 1-113.
- MARTÍN ESCORZA C., 1977. - Nuevos datos sobre el Ordovícico inferior ; el límite cámbrico-ordovícico y las fases sardicas en los Montes de Toledo : consecuencias geotectónicas. Estudios Geol. 33 : 57-80.
- MARTINEZ GARCIA E., 1973. - Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria. Studia Geol., Univ. Salamanca, 5 : 7-106.
- MATHIEU G., 1938. - Découverte d'une faune ordovicienne dans le Synclinal de St Pierre-du-Chemin (Vendée). C.R. Acad. Sc., Paris, 206 : 1739.
- MATTE Ph., 1968. - La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, 44 : 1-128.
- MATTE Ph., 1976. - Raccord des segments hercyniens d'Europe sud-occidentale. Nova Acta Leopoldina. Abh., 224, 45 : 239-262.
- MAUREL M., 1971. - Précisions sur la stratigraphie et la tectonique du Paléorelief ordovicien de Faugères (Hérault), versant sud et oriental de la Montagne Noire. Mémoires BRGM, Paris 73 : 323-327.
- MORENO F., VEGAS R. et MARCOS A., 1976. - Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la 'discordancia "Sárdica" en el anticlinal de Val de la Casa (Montes de Toledo, España). Breviora Geol. Asturica, 20(1)- : 8-16.
- MULOT B., 1969. - Inventaire des gisements de grès à zircon et rutile du Massif Armoricaïn. BRGM, Rapport inédit.
- NAYLOR D. et PHILLIPS W.E.A., SEVASTOPULO G.D. et SYNGE F.M., 1980. - Ireland in Geology of the european countries : 129-181. Dunod-Bordas, edit.

- NIGGLI P., 1935. - Tabellen zur petrographie und zum gesteintestimmen. Min. Petr. Inst. Eidg. Techn. Hochschule, Zurich.
- NOBLET C., 1982. - Recherche de la source possible du Grès Armoricaïn à partir du cortège de minéraux lourds. 9ème R.A.S.T., Paris. Soc. Géol. Fr., édit., Paris : 476p.
- NOBLET C., 1983. - Interprétation des cartes d'isopaques de la Formation du Grès Armoricaïn levées en Bretagne et en Normandie. Bulletin du B.R.G.M., Section I, 4, sous presse.
- NOLLAU G., 1966. - El desarrollo estratigrafico del paleozoico en el Oeste de la Provincia de Léon (España). Notas y comms. Inst. Geol. y Minero de España nº88 : 31-48.
- ODIN G.S. et GALE N.H., 1982. - Mise à jour de l'échelle des temps calédoniens et hercyniens. C.R. Acad. Sc. Paris, 294 (2) : 453-456.
- ORBIGNY (d') A., 1842. - Voyage dans l'Amérique méridionale. Tome 3, 4ème partie : paléontologie. Bertrand, Paris et Levrault, Strasbourg : 188p.
- PALACIOS P., 1919. - La Formación cambriana en el Pirineo Navarro. Boletín del Instituto Geológico de España. T. XX, 2d serie : 159-162.
- PARIS F., 1981. - Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe (Cadre géologique, Etude Systématique-Biostratigraphie). Mém. Soc. Géol. minéral. Bretagne, 26 : 412p.
- PARIS F. et ROBARDET M., 1977. - Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque anté-carbonifère. Bull. Soc. Géol. France, T. XIX, nº5 : 1121-1126.
- PARIS F. et SKEVINGTON D., 1979. - Présence de Graptolites de l'Arenig moyen à la base de la Formation de Postolonnec (Massif Armoricaïn) : conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. Géobios nº12, Fasc.6 : 907-911. Lyon.
- PARIS F., ROBARDET M., DURAND J. et NOBLET C., 1982. - The lower Ordovician transgression in the south-west Europe. IV Int. Symp. Ordovician System. Oslo. Aout 82. Abstracts.
- PASTEELS P., 1970. - Uranium lead radioactive ages of monazite and zircon from the Vire-Carolles granite (Normandy). A case of zircon-monazite discrepancy-Eclogae geol. Helv., 63, 1 : 231-237.
- PÉREZ-ESTAUN A., 1974. - La Sucesión ordovícica en el dominio del alto Sil (Zona Asturoccidental-Leonesa). Breviora Geol. Asturica. 18 (4) : 53-57.
- PERROUD H., 1982. - Contribution à l'étude paléomagnétique de l'arc ibéro-armoricain. Bull. soc. géol. minéral. Bretagne, (C), XIV, 1 : 1-114.
- PETTLJOHN F.J., 1941. - Persistence of heavy minerals and geologic age. Quart. J. Geol. Soc., Londres, Vol. 49 : 610-625.

- PEUCAT J.J., 1983. - Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif Armoricain et en Grande Kabylie. Mém. Soc. Géol. minéral. Bretagne : 28-158.
- PIN C., 1979. - Age à 482 MA des roches orthodérivées du groupe leptynoamphibolique de Marvejols (Lozère, Massif Central français), déterminé par la méthode U-Pb sur zircons. C.R. Acad. Sc. Paris T. 288, Série D : 291-294.
- POTTER P.E. et PETTIJOHN F.J., 1977. - Paleocurrents and basin analysis. 2nd Edition. Springer Verlag, Berlin : 425p.
- PRUVOST P., 1949. - Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. Annales Hebert et Haug, T. VII : 345-362.
- RAAF J.F.M. (de), BOERSMA R.J. et VAN GELDER A., 1977. - Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. Sedimentology, 24 : 451-483.
- RANGER M.R. - Field Guide : The sedimentology of a lower Paleozoic peritidal sequence and associated iron formations : Bell Island, Conception Bay, Newfoundland. Ined.
- RICE D.D., 1982. - Influence of storms and paleotectonism on Late Cretaceous shelf sedimentation, northern Great Plains, United States. 11th Int. Cong. Sedim., Hamilton : p.99.
- ROBARDET M., 1973. - Evolution géodynamique du Nord-Est du Massif Armoricain au Paléozoïque. Mém. Soc. Géol. minéral. Bretagne, 20 : 323p.
- ROBARDET M., 1980. - Les mers ordoviciennes et siluriennes ; les influences calédoniennes. In : "Evolution paléogéographique et structurale de l'Europe occidentale et moyenne au Paléozoïque inférieur". Orléans, décembre 1979. Ined.
- ROMANO M., 1982. - The Ordovician biostratigraphy of Portugal. A review with new data and re-appraisal. Geological Journal, V.17 : 8-110.
- ROMANO M. et DIGGENS J.N., 1973. - The stratigraphy and structure of Ordovician and associated rocks around Valongo, North Portugal. Com. Serv. Geol. Portugal, 57 : 23-50.
- ROUAULT M., 1851. - Note préliminaire sur une nouvelle formation (étage du Grès armoricain) découvert dans le terrain silurien inférieur de la Bretagne. Bull. Soc. Géol. France, Paris (2), 7 : 724-744.
- RUIZ, 1971. - Geología del sector N del anticlinorio del Narcea. Breviora Geol. Astúrica, 15 (3) : 39-46.
- SCHÄFER G., 1969. - Geologie und Petrographie im östlichen kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). Münsters. Forsch. z. geol. u. Paläont., 10 : 1-207.
- SHENK P.E., 1971. - Southeastern Atlantic Canada, northwestern Africa, and continental drift. Can. J. Earth Sci., 8 : 1218-1251.

- SCHENK P.E., 1978. - Synthesis of the Canadian Appalachians. Geological Survey of Canada, Paper 78-13 : 111-136.
- SCOLARI G., 1964. - Examen de lames minces provenant du gisement de rutile-zircon de Berrien (Finistère). Rapport B.R.G.M., DS 64, B, 29.
- SMITH A.G., HURLEY A.M. et BRIDEN J.C., 1981. - Phanerozoic paleocontinental world maps. Cambridge Earth Science Series. Harland W.B., Cook A.H., Hughes N.F., Sclater J.G. et Richardson S.W. edit. Cambridge University press.
- SOERS E., 1972. - Stratigraphie et géologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). Studia Geologica, Univ. Salamanca, 4 : 7-88.
- SPJELDNAES N., 1961. - Ordovician Climatic Zones. Reprint from Norsk Geologisk Tidsskrift, Vol. 41, part.1, 1961 : 45-77.
- SPJELDNAES N., 1976. - Ordovician climates. In the Ordovician System : proc. Palaeont. Assoc. Symp., Birmingham, Bassett, M.G. (ed) : 67-69. Abstract.
- STAALDUINEN C.J.V., 1973. - Geology of the area between the Luna and Torio rivers, Southern Cantabrian Mountains. NW Spain. Leidse Géol. Mededelingen 49, n°2 : 167-205.
- STILLMAN C., 1979. - Caledonide volcanism in Ireland. In : The caledonides in the U.S.A. Virginia Polytechnic Institute and State University. Department of Geological Sciences, Blacksburg Virginia 24061. Wones D.R. edit.
- SWIFT D.J.P., YOUNG R.A., CLARKE T.L., VINCENT C.E., NIEDORODA A. et LESHT B., 1981. - Sediment transport in the Middle Atlantic Bight of North America : synopsis of recent observations. Spec. Publs int. Ass. Sediment. 5 : 361-383.
- TAMAIN G., 1970. - Le défilé de despeñaperros (Sierra Morena Orientale). Guide sommaire de l'excursion de la Commission Internationale de la Carte Tectonique de l'Europe (Péninsule Ibérique : Espagne).
- TAMAIN G., 1972. - Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). Thèse Univ. Paris Sud (Centre d'Orsay), 3 : 1-870.
- THORAL M., 1935a. - Contribution à l'étude paléontologique de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire et révision sommaire de la faune cambrienne de la Montagne Noire. Montpellier : 359p.
- THORAL M., 1935b. - Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacagne et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., T. XXXVIII, n°192 : 318p.
- TROMELIN G. et LEBESCONTE P., 1875. - Essai d'un catalogue raisonné des fossiles siluriens des départements de Maine et Loire, de la Loire inférieure et du Morbihan. Congrès Assoc. Franç. Avanc. Sciences : 601-687.

- VAN ANDEL Tj. H., 1959. - Reflections on the interpretation of heavy mineral analyses. *Journal of sedimentary Petrology*, Vol. 29, n°2 : 153-163. Figs 1-3.
- VAN DER VOO R., BRIDEN C. et DUFF B.A., 1980. - Late Precambrian and Paleozoic paleomagnetism of the Atlantic-Bordering continents : International Geological Congress, Paris, Colloque C6 : 203-212.
- VAN HOUTEN F.B., 1977 - Triassic-Liassic deposits of Morocco and Eastern North America comparison. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 61, 1 : 79-99.
- VATAN A., 1978. - Histoire des sables et des grès à travers leur environnement minéral. Livre jubilaire Jacques Flandrin. *Docum. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon. H.S.4* : 415-426.
- VEGAS R., 1978. - Sedimentation and Tectonism in the Iberian Massif prior to the Hercynian deformation (Late Precambrian to Silurian times). In : *Geologia de la parte Norte del Macizo Iberico*, V. Homenaje a I. Parga Pondal, edic. del Castro, La Coruña : 271-286.
- VIDAL Ph., 1980 - Evolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. Géol. minéral. Bretagne*, 21 : 162p., Rennes.
- VIDAL PH., PEUCAT J.J. et LASNIER B., 1980. - Dating of granulites involved in the hercynian fold-belt of Europe : an example taken from the granulite. Facies orthogneiss at La Picherails, southern Armorican Massif, France. *contrib. Minéral Petrol.* 72 / 283-289.
- VILLAS E., 1980. - El Ordovícico de las alrededores de Alpartir (cadenas Ibericas Orientales : NE de España). *Bull. Soc. Géol. minéral. Bretagne*, (C), XII, 1 : 77-91.
- WAKER R., ALTEBÄUMER F.J., AVILES O., BALLESTRA G., BECKER-WAHL C., BIENERT F., CUVELIER N. et GERMANN A., 1982. - Beiträge zur Kenntnis des Präkambriums und Altpaläozoikums der Montes de Guadalupe/Zentralspanien. *Münster. Forsch. Geol. Paläont.* 56 : 130p.
- WALTER R., 1977. - Paläogeographie des Altpaläozoikums in Nordwest-Spanien. *Münster. Forsch. Geol. Paläont.* 43 : 93-120.
- WOLF R., 1980. - The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain Part 1 : the lower Ordovician sequence of Celtiberia. *N Jb. Geol. Paläont. Abh* 160, 1 : 118-137.
- WYNS R., 1979. - Découverte de Graptolithes dans les sericitoschistes associés aux phyllites du synclinorium de Chantonnay (Vendée) conséquences stratigraphiques et structurales. *CR Acad. Sc., Série D* : 447p.
- ZAMARREÑO I., 1983. - El Cámbrico en el Macizo Iberico, in : *Libro Jubilar J.M. Rios, Geologia de España*, Coord. Comba. J.A., T.1 : 117-191.

