Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de briançon entre le début du malm et l'éocène inférieur

Maurice Bourbon

▶ **To cite this version:**

Maurice Bourbon. Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de briançon entre le début du malm et l'éocène inférieur. Stratigraphie. Université Louis Pasteur - Strasbourg I, 1980. Français. NNT : . tel-00799263

HAL Id: tel-00799263

https://theses.hal.science/tel-00799263

Submitted on 12 Mar 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

EX. n° 2

BOURBON (M.)
Vol. 1

ULP

U.E.R. DES SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE
INSTITUT DE GEOLOGIE
STRASBOURG

THESE

présentée à
L'UNIVERSITE LOUIS PASTEUR
pour obtenir le grade de
DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76). 87.46.42

par

Maurice BOURBON

EVOLUTION D'UN SECTEUR DE LA MARGE NORD-TETHYSIENNE EN MILIEU PELAGIQUE : LA ZONE BRIANCONNAISE PRES DE BRIANCON ENTRE LE DEBUT DU MALM ET L'EOCENE INFERIEUR

Soutenue publiquement le 12 février 1980 devant la Commission d'examen :

MM. G.MILLOT, Président
D.BERNOULLI
G.DUNOYER DE SEGONZAC
M.LEMOINE
G.PAUTOT
E.WINTERER

ULP

U.E.R. DES SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE
INSTITUT DE GEOLOGIE
STRASBOURG

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.48

THESE

présentée à
L'UNIVERSITE LOUIS PASTEUR
pour obtenir le grade de
DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par

Maurice BOURBON

EVOLUTION D'UN SECTEUR DE LA MARGE NORD-TETHYSIENNE EN MILIEU PELAGIQUE : LA ZONE BRIANCONNAISE PRES DE BRIANCON ENTRE LE DEBUT DU MALM ET L'EOCENE INFERIEUR

Soutenue publiquement le 12 février 1980 devant la Commission d'examen :

MM. G.MILLOT, Président
D.BERNOULLI
G.DUNOYER DE SEGONZAC
M.LEMOINE
G.PAUTOT
E.WINTERER

UNIVERSITE LOUIS PASTEUR
STRASBOURG I

ÉDITION MAI 1979

LISTE DES PROFESSEURS, MAITRES DE CONFÉRENCES DIRECTEURS ET MAITRES DE RECHERCHES CNRS ET INSERM

Président	Professeur	F.MARCOUX
Vice-Présidents	Professeur	J.H.WEIL
	Professeur	Ph.ROPARTZ
Présidents Honoraires	Professeurs	G.OURISSON, P.KARLI
Secrétaire Général	Monsieur	G.KIEHL

U.E.R. DES SCIENCES MÉDICALES

U.E.R. des Sciences Médicales : Directeur : **Marc DORNER**
U.E.R. des Sciences Biomédicales : Directeur : **Guy VINCENDON**

DOYENS HONORAIRES : J.CALLOT – J.CLAVERT – R.FONTAINE – Fr.ISCH.
PROFESSEURS HONORAIRES : J.BENOIT – J.CALLOT – R.FONTAINE – G.GREINER – A.JUNG – Ch.KAYSER – P.MANDEL – H.METZGER – J.NORDMANN – F.SCHMID – E.SCHNEEGANS – J.SEROR – J.STAHL – J.VEDRINE – J.WARTER – A.WEISS – G.WINCKLER – P.WINTEMBERGER.

PROFESSEURS :

M. ADLOFF	Chirurgie générale	J. GRENIER	Chir.Gén.Serv.de Consultat. Ext. et d'Investig.Chir.	J. MEHL	Médecine du Travail
N. APROSIO	Anatomie normale			B. METZ	Physiologie appliquée
Cl. ARON	Histologie	Ch.GROS	Electro-Radiologie	R. MINCK	Bactér.Virol.Immunol.Générale
L. ASCH	Rhumatologie	J. HERAN	Pathologie expérimentale	P. MULLER	Clin.Gynécol.et Obstétr.II
A. BASSET	Clin.Derm.et Syphiligr.	L. HOLLENDER	Chir.Digest.et Gle-Serv.Chir.Gle III	E. PHILIPPE	Anatomie Pathologique
A. BATZENSCHLAGER	Anat.Pathologique	Fr. ISCH	Rééd.Fonct.et Electromyographie	R. RENAUD	Gynécologie
P. BEYER	Clin.Pédiat.et Puéric. I	L. ISRAEL	Clin. Psychiatrique	E. ROEGEL	Pneumo-Phtisiologie
P. BLOCH	Electroradiologie	H. JAHN	Néphrologie et Hémodyalise	A. ROHMER	Service de Pédiatrie II
R. BLOCH	Pharmacologie	J. JUIF	Pédiat.et Puériculture	F. ROHMER	Clin.Neurologique
R. BOCKEL	Clin.Médicale B	Th.KAMMERER	Clin. Psychiatrique	J. RUCH	Biologie médicale
Cl. BOLLACK	Chir.Urol.(Pav.Chir.A)	P. KARLI	Neurophysiologie	Y. RUMPLER	Embryologie
A. BRINI	Clin.Ophtalmologique	B. KELLER	Gyn. et Obstétrique II	A. SACREZ	Cardiologie
A. BRONNER	Clin.Ophtalmologique	I. KEMPF	Orth. et Traumatologie	G. SCHAFF	Physiologie
P. BUCK	Clin.Chir.des Enfants	R. KIENY	Path.et Clin.Sémiol.Chirurgicales	E. SCHVINGT	Orthopéd.et Traumatol.
G. BURGHARD	Pneumo-Phtisiologie	A. KIRN	Virologie	J. SCHWARTZ	Pharm.et Méd.Expérim.
P. CHAMBON	Chimie biologique	J.G.KORITKE	Anatomie normale	A. SIBILLY	Urgence et Policlinique
J. CHAMBRON	Physique biologique	M. KREMER	Parasit.et Pathol.Tropicale	L. SINGER	Clin.Psychiatrique
M. CHAMPY	Stom.et Chir.Max.Faciale	J. LAVILLAUREIX	Méd.Prév.et Hygiène	F. STEPHAN	Pathol.Gén.et Expérim.
A. CHAUMONT	Méd.Legale et Sociale	Y. LE GAL	Anatomie Pathologique	D. STORCK	Clin.Médicale A
J. CLAVERT	Embr.et Morph.Expér.	J.M.LEVY	Institut de Puériculture	G. VINCENDON	Chimie biologique
C. CONRAUX	Clin.Oto Rhino Laryngol.	J.M.MANTZ	Réanimation Médicale	R. VOEGTLIN	Thérapeutique (cardiol.)
M. DORNER	Clin. Médicale B	F. MARCOUX	Médecine du Travail	P. WARTER	Electro-radiologie
R. EBTINGER	Clin. Psychiatrique	J. MARESCAUX	Histologie	D. WILLARD	Serv.de Pédiatrie IV
E. FORSTER	Clin. Chir. Gén. A	Ch.MARX	Physiologie	J.P.WEILL	Hydrol.Thérap.et Climatol.
R. GANDAR	Clin.Gynécol.et Obstétr.I	S. MAYER	Hématologie	J.P.WITZ	Chirurgie thoracique
P. GAUTHIER-LAFAYE	Anesthésiologie				

PROFESSEUR ASSOCIÉ : F. DEFEUDIS (Biochimie).

PROFESSEURS CONVENTIONNÉS : V.HOENIG (Méd.Int.) - A.PETROVIC (Physiologie) - E.WEIL (Anatomie).

MAITRES DE CONFÉRENCES AGRÉGÉS :

S. BABIN	Orthopédie et traumat.I	D. JAECK	Chirurgie générale	F. OBERLING	Clin.des Maladies du Sang
P. BAREISS	Médecine Interne	A. JAEGER	Réanimation Médicale	J.C.OTTENI	Anesthésiologie
P. BOURJAT	Electro-Radiologie	M. JESEL	Rééduc.Fonctionnelle	G. PAULI	Pneumo-Phtisiologie
J.C.BRECHENMACHER	Cardiologie	P. KEHR	Orthop.et Traumatologie	P. REVILLE	Endocrin.Métabol.et Nutrition
J.M.BROGARD	Clin.Médicale B	R. KEILING	Cancérologie	P. REYS	Chirurgie Générale
F. BUCHHEIT	Neurochirurgie	F. KEMPF	Electro-Radiologie	J. RITTER	Clin.Gynécol.et Obstétr.I
M. COLLARD	Neurologie	J. KEMPF	Chimie Biologique	M. ROOS	Embryologie
J. DAUCHEL	Serv.Cons.Ext.et d'invest.Chir.	T. KIEN TRUONG	Parasitologie	P. SAUVAGE	Clin.Chirur.des Enfants
P. DELLENBACH	Clin.Gynécologique II	G. KLOTZ	Oto-Rhino-Laryngologie	G. SAVA	Chirurgie Générale II
B. EISENMANN	Chir.Cardio-Vasculaire	F. KUNTZMANN	Médecine Interne	J.P.SCHIEBER	Physiologie
M. FABRE	Histologie	D. KURTZ	Clin.Neurologique	G. SCHLAEDER	Gynécol.et Obstétr.I
L. FINCKER	Clin.Médicale B	G. LANG	Orthop.et Traumatologie	H. SICK	Anatomie Normale
J. GEISERT	Pédiatrie et Puériculт.III	D. MAITROT	Neurochirurgie	C. STOLL	Inst.de Puériculture
J.P.GERHARD	Clin.Ophtalmologique	J.L.MANDEL	Chimie biologique	J.D.TEMPE	Réanimation Médicale
E. GROSSHANS	Clin.Dermatologique	J. MARK	Chimie biologique	J. TONGIO	Electro-Radiologie
P. HABEREY	Physiologie	G. METHLIN	Physique biologique	A. WACKENHEIM	Electro-Radiologie
J.L.IMBS	Pharmacologie	C. MEYER	Chirurgie Générale III	J.P.WALTER	Electro-Radiologie
M. IMLER	Clin.Médicale B	G. MORAND	Chirurgie Thoracique		

MAITRE DE CONFÉRENCES CONVENTIONNÉ : J.J.VOGT (Thermophysiologie).

DIRECTEUR DE RECHERCHE : A.PETROVIC* (Physiologie).

MAITRES DE RECHERCHE :

M.R.ELOY *	Endocrinologie	M. JACOB*	Neurochimie	J.J.VOGT +	Thermophysiologie
G. GOMBOS*	Neurochimie	R. RECHENMANN*	Biophys.des Rayonnements	A. WAKSMANN*	Neurochimie
K. HAFFEN-STENGER*	Endocrinologie	M. SENSENBRENNER*	Neurochimie		

* C.N.R.S.
\+ I.N.S.E.R.M.

... / .....

U.E.R. D'ODONTOLOGIE

Directeur : Robert FRANK

PROFESSEURS DE GRADE EXCEPTIONNEL :

M. DOCQ	Dentisterie Opératoire	R. FRANK	Biol.et Mat.Fondam.	J. LITZLER	Prothèse
		P. KLEVANSKY	Parodontologie		

PROFESSEURS DE PREMIER GRADE :

M. BASTIAN	Prothèse	J.L.LACOSTE	Orthopédie dento-faciale	P. NICOLAS	Pathol.et Thérap.Dentaires
A. COMTE	Dentisterie Opératoire	M. LANGER	Prothèse	A. SCHLIENGER	Prothèse
R. HAAG	Pathol.et Thérap.Dent.				

PROFESSEURS DE DEUXIEME GRADE :

C. ALLEMANN	Dentisterie Opératoire	J.P.CHARLIER	Orthopédie dento-faciale	J.J.ROTH	Parodontologie
W. BACON	Orthopédie dento-faciale	B. KAESS	Pathol.et Thérapeut.Dentaires	J. SOMMERMATER	Pédodontie prévention
Ch. BOLENDER	Orthopédie dento-faciale	M. LEIZE	Prothèse	H. TENENBAUM	Parodontologie
P.M.CAHEN	Biol.et Mat. Fondam.				

U.E.R. DES SCIENCES PHARMACEUTIQUES

Directeur André LEDOUX

DOYENS HONORAIRES : P.DUSQUENOIS – M.HASSELMANN – G.DIRHEIMER.

PROFESSEURS HONORAIRES : P.CORDIER – J.P.EBEL – G.GAZET du CHATELIER – P.JAEGER – R.SARTORY.

PROFESSEURS :

R. CARBIENER	Botanique	C. LAPP	Chimie Gén.et Minérale	P. METAIS	Biochimie
G. DIRHEIMER	Toxicologie	P. LAUGEL	Chimie Analytique	Ph.POINDRON	Virologie
G. FERARD	Chimie biologique	G. LAUSTRIAT	Physique	J. SCHREIBER	Chimie Organique
A. GAIRARD	Physiologie	A. LEDOUX	Parasitologie	A. STAHL	Bioch.Pharmaceutique
M. HASSELMANN	Chim.Anal.et Bromatol.	J. MALGRAS	Immunologie	J.C.STOCLET	Pharmacodynamie
L. JUNG	Pharmacie Chimique	C. MATHIS	Pharmacie Galénique	C.G.WERMUTH	Chimie Organique
H. LAMI	Mathématiques				

MAITRES DE CONFÉRENCES AGRÉGÉS :

R. ANTON	Pharmacognosie	Y. LANDRY	Pharmacologie	D. VIDON	Bactériologie
J.Cl.KOFFEL	Pharmacie chimique	A STAMM	Pharmacie Galénique		

CHARGÉ DE FONCTION DE MAITRE DE CONFÉRENCES : D.GERARD (Physique et Biophysique).

MAITRE DE RECHERCHE I.N.S.E.R.M. : J.BIETH (Enzymologie).

U.E.R. DE SCIENCES HUMAINES

U.E.R. de Géographie — Directeur : Henri NONN
U.E.R. des Sc.du Comport.et de l'Environnement — Directeur : Michel TARDY

PROFESSEUR HONORAIRE : Et.JUILLARD.

PROFESSEURS :

P. MICHEL	Géographie	R. RAYNAL	Géographie	J. TRICART	Géographie
A. MOLES	Psychologie sociale	A. TABOURET-KELLER	Psychologie		
H. NONN	Géographie				

MAITRES DE CONFÉRENCES :

H. REYMOND	Géographie	M.TARDY	Psycho-pédagogie
R. SCHWAB	Géographie	H. VOGT	Géographie

MAITRE DE CONFÉRENCES conventionné ULP : P.CAHN (Psychologie).

DIRECTEUR DE RECHERCHE C.N.R.S. : S.RIMBERT (Géographie).

U.E.R. DE SCIENCES ECONOMIQUES

Directeur Rodolphe DOS SANTOS FERREIRA

DOYENS HONORAIRES : P.CHAMLEY – J.P.FITOUSSI.

PROFESSEUR HONORAIRE : P.L.REYNAUD.

PROFESSEURS :

Ph.ARTZNER	Mathématiques	P. CHAMLEY	Sciences Economiques	J.J.OBRECHT	Gestion
F. BILGER	Sciences Economiques	J.P.FITOUSSI	Sciences Economiques	D. VITRY	Sciences Economiques
A. CHABERT	Sciences Economiques				

MAITRES DE CONFÉRENCES AGRÉGÉS : R.DOS SANTOS FERREIRA (Sc.Econ.) – J.P.POLLIN (Sc.Econ.).

CHARGÉS DE CONFÉRENCES : R.ERBES (Sc.Econ.) – A.LOSSER (Sc.Econ.).

... / .....

U.E.R. DE SCIENCES EXACTES

Mathématiques	Directeur	:	Vazgain AVANISSIAN
Sciences Physiques et Chimiques	Directeur	:	Jean DEHAND
Sciences de la Matière	Directeur	:	Jean José FRIED
Sciences de la Vie et de la Terre	Directeur	:	Yves BOULANGER
Sciences du Comportement et de l'Environnement	Directeur	:	Michel TARDY
Ecole d'Application des Hauts Polymères	Directeur	:	Constant WIPPLER
Ecole Nationale Supérieure de Chimie	Directeur	:	Marc DAIRE
Observatoire	Directeur	:	Alphonse FLORSCH
Physique du Globe	Directeur	:	Alexandre ROCHE

DOYENS HONORAIRES : P.LACROUTE – J.H.VIVIEN – G.MILLOT.

PROFESSEURS HONORAIRES : J.BYE – H.CARTAN – C.CHABAUTY – A.CHRETIEN – J.DENY – Ch.EHRESMANN – Mlle S.GILLET – S.GORODETZKY – R.HOCART – P.JOLY – P.LACROUTE – G.LEMEE – P.L'HERITIER – A.LICHNEROWICZ – A.MAILLARD – L.NEEL – J.PARROD R.ROHMER – J.P.ROTHE – L.SACKMANN – Ch.SADRON – H.SAUCIER – F.STUTINSKY – H.VILLAT – Et.WOLFF – J.YVON.

MAITRE DE CONFÉRENCES HONORAIRE : R.WEIL.

PROFESSEURS :

J.P.ADLOFF	Chimie Nucléaire	D. FOATA	Mathématiques	G. MONSONEGO	Physique théorique
R. ARMBRUSTER	Physique	E. FOLLENIUS	Zoologie	B. MORIN	Mathématiques I
V. AVANISSIAN	Analyse supérieure	J.J.FRIED	Méc.des Fluides	G. OURISSON	Chimie
F. BECKER	Phys.Mathématique	D. FROELICH	Chim.Gén.Chim.Phys.	J.P.RAMIS	Mathématiques Générales
Cl.BENEZRA	Dermato-Chimie	A. FUCHS	Mécanique rationnelle	G. REEB	Topologie
H. BENOIT (dét.)	Physicochim.Macrom.	A. GAGNIEU	Botanique	Ph.RICHARD	Physiologie animale
P. BENVENISTE	Physiologie végétale	A. GALLMANN	Physique	J.J.RIEHL	Chimie
D. BERNARD	Méth.Math.de la Phys.	F. GAULT	Chimie organique	Cl. ROBERT	Physique
J.C.BERNIER	Chimie Générale	F. GAUTIER	Physique	A. ROCHE	Physique du Globe
Y. BOULANGER	Chimie biologique	R. GERARD	Mathématiques	Ph.ROPARTZ	Psycho-Physiologie
J. BRENET	Electrochimie	G. GLAESER	Mathématiques	J. ROUX	Botanique
M. BRINI	Chimie	Cl. GODBILLON	Mathématiques	F. SCHALLER	Biologie générale
J. BROSSAS	Chimie Macromol.	M. GOUNOT	Botanique	G. SCHIFFMANN	Mathématiques
R. CERF	Physique générale	M. GROSMANN	Physique	J.P.SCHWING	Chimie
P. CHEVALLIER	Physique	M. GROSS	Chimie	M.J.SCHWING	Chimie Physique
A. CLAUSS	Chimie	L. HIRTH	Microbiologie	M. SIESKIND	Physique
A. COCHE	Physique nucléaire	C. JASCHEK	Astronomie	G. SOLLADIÉ	Chimie organique
M. DAIRE	Chim.Phys.Ind.et Sc.des Mat.	J.P.JOUANOLOU	Mathématiques	J. SOMMER	Chimie appliquée
H. DANAN	Phys.Atom.et Phys.du Solide	R. KIRSCH	Zoologie	G. SUTTER	Physique Electronique
E. DANIEL	Physique expérimentale	F. LACROUTE	Biologie végétale	Ch.TANIELIAN	Chimie
M. DAUNE	Biophysique	R. LECOLAZET	Physique du Globe	J.J.THIEBOLD	Biologie animale
J. DEHAND	Chimie minérale	J.M.LEHN	Chimie	D. VIAUD	Mathématiques
A. DELUZARCHE	Chimie	J. LEITE-LOPES	Phys.nucl.et corpuscul.	J.H.VIVIEN	Zool.et Embryol.Expérim.
G. DUNOYER de SEGONZAC	Géologie	M. LEROY	Chimie	R. VOLTZ	Physique théorique
M. DURANTON	Botanique	J. LUCAS	Géologie	J.H.WEIL	Chimie biologique
J.P.EBEL	Chimie biologique	D. MAGNAC	Physique	G. WEILL	Physique
J.P.EBERHART	Minéralogie	J. MARTINET	Mathématiques	R. WEISS	Chimie
J. FAHAUT	Mathématiques	P. MIALHE	Physiologie animale	P.L.WENDEL	Physique
P. FEDERLIN	Chimie	A. MICHARD	Géologie	C. WIPPLER	Physicoch.des Hts Polym.
X. FERNIQUE	Mathématiques	M. MIGNOTTE	Informatique	J. WUCHER	Physique
		G. MILLOT	Géol. et Paléontologie	B. WURTZ	Chimie biologique

PROFESSEURS ASSOCIÉS :

A. BANDERET	E.A.H.P.	L. DUBINS	Mathématiques	J. OSBORN	Chimie minérale
B. BOURROUILH	Géophysique				

PROFESSEURS CONVENTIONNÉS ULP :

P. BOUVEROT	Physiol.respiratoire
P. DEJOURS	Physiol.respiratoire

MAITRES DE CONFÉRENCES :

G. BARBANÇON	Mathématiques	P. CHARTIER	Chimie	T. JUTEAU	Minéralogie
M. BEFORT (dét.)	Biochimie	V. ERN	Physique	J.Cl.LAFON	Inform.appliquée
J.F.BOUTOT	Mathématiques	P. FELTZ	Physiologie animale	G. LEBEURIER	Microbiologie
Ch.BURGGRAF	Minéralogie	J.G.FISCHER	Chimie	A. SCHMITT	Physique
M. BURNAGE	Méc.des Fluides	J.C.GALL	Géologie	B. WILL	Psycho-physiologie

MAITRE DE CONFÉRENCES ADJOINT : J.SITTLER (Géologie).

MAITRES DE CONFÉRENCES ASSOCIÉS : M.E.CONSTANTIN (Chimie) – A.ROSSI (Chimie).

MAITRE DE CONFÉRENCES CONVENTIONNÉ : A.MALAN (Physiol.respiratoire).

ASTRONOME ADJOINT : A.FLORSCH (Astronomie).

DIRECTEURS DE RECHERCHE C.N.R.S. :

F.BIELLMANN	Chimie	J. MEYER	Botanique
P. BOUVEROT	Physiologie respiratoire	C. MIALHE	Physiologie
P. DEJOURS	Physiologie respiratoire	A. PORTE	Biologie cellulaire
A. KNIPPER	Physique nucléaire et corpusculaire	P. REMPP	Physicochimie macromoléculaire
A. KOVACS	Physicochimie macromoléculaire	A. SKOULIOS	Physicochimie macromoléculaire
J. MARCHAL	Physicochimie macromoléculaire	M. VAN REGENMORTEL	Virologie
P.A.MEYER	Mathématiques	A. VEILLARD	Chimie moléculaire
P.J.P.MEYER	Physique	A. ZUKER	Physique théorique

... / .....

MAITRES DE RECHERCHE C.N.R.S. :

J.Ch.ABBE	Physicoch.des Interactions et des Interfaces
P. ALBRECHT	Chimie
E. ASLANIDES	Physique nucléaire et corpusculaire
F. BECK	Physique nucléaire et corpusculaire
G. BECK	Biochimie
J.P.BECK	Physiologie
R. BERTINI	Physique nucléaire
M. BONHOMME	Géologie
H. BRAUN	Physique nucléaire
M.C.CADEVILLE	Physique des Solides
H. CALLOT	Chimie
S. CANDAU	Physique
M. CHAMPAGNE	Biophysique
M. CHOUDHURY	Physique du Globe
J.P.COFFIN	Physique nucléaire et corpusculaire
A. CORET	Physique
M. CROISSIAUX	Physique nucléaire et corpusculaire
Cl. DELLACHERIE	Mathématiques
A. Di COSTANZO	Physiologie comparée
D. DISDIER	Physique nucléaire et corpusculaire
J. DOUBINGER	Géologie
A. DURHAM	Virologie
S. EL KOMOSS	Physique
M. FRANK-NEUMANN	Chimie organique
E. FRANTA	Physicochimie moléculaire
J.M.FRIEDT	Physicoch.des Interactions et des Interfaces
A. FRIDMANN	Physique corpusculaire
Y. GALLOT	Physicochimie macromoléculaire
Ph.GRAMAIN	Physicochimie macromoléculaire
J.B.GRUN	Physique
J. HERZ	Physicochimie macromoléculaire
J. HOFFMANN	Biologie animale
G. KAUFMANN	Chimie
B. KOCH	Physiologie
E. KOCHANSKY	Struct.et dynam.mol.Chimie de coordin.
P. LAURENT	Physiologie comparée des régulations
Cl. LERAY	Physiologie comparée des régulations
F. LEYENDECKER	Chimie
A. LLORET	Physique corpusculaire
B. LOTZ	Physicochimie macromoléculaire
B. LUU	Chimie organique
G. MAIRE	Chimie
A. MALAN	Physiologie respiratoire
E. MARCHAL	Physicoch.Molécul.et Macromoléculaire
R. MORAND	Physique nucléaire
Th.MULLER	Physique nucléaire et corpusculaire
G. MUNSCHY	Physique
M. NAUCIEL-BLOCH	Physique des Solides
A. NICOLAIEFF	Virologie végétale
M. PATY	Physique nucléaire et corpusculaire
Cl. PICOT	Physicochimie macromoléculaire
L. PINCK	Biologie cellulaire
P. POIX	Chimie
J. POUYET	Biophysique
B. REES	Chimie
P. REMY	Biochimie
J. RINGEISSEN	Physique
J.P.ROTH (s/Dir.Inst.de Rech.)	Physicochimie macromoléculaire
F. SCHEIBLING	Physique nucléaire et corpusculaire
N. SCHULZ	Physique nucléaire et corpusculaire
C. SCHWAB	Physique
R. SELTZ	Physique nucléaire et corpusculaire
P. SIFFERT	Physique nucléaire et corpusculaire
Cl. SITTLER	Géologie
M.E.STOECKEL	Biologie des interactions cellulaires
Cl. STRAZIELLE	Physicochimie macromoléculaire
M. SUFFERT	Physique nucléaire et corpusculaire
K. TRAORE	Physicochimie atomique et ionique
R. VAROQUI	Physicochimie macromoléculaire
P. WAGNER	Physique nucléaire et corpusculaire
G. WALTER	Physique nucléaire et corpusculaire
Fr. WEBER	Géologie
J.P.WENIGER	Zoologie
J. WITZ	Biologie cellulaire
R. WOLFF	Chimie
R. ZANA	Physicochimie macromoléculaire
J.P.ZILLINGER	Physique

S O M M A I R E

T O M E I

	Page
Résumé	VII
Avant Propos	XIV
Avertissement au lecteur	XVI
Chap. I. Définition du sujet. Historique des recherches précédentes. Grands traits de la série lithologique briançonnaise	1
Chap. II. Préliminaires. Echelle stratigraphique, moyens de datation, différentes "zones" stratigraphiques. Définition de certains faciès et microfaciès. Présentation des coupes. Définition des aires de sédimentation.	15
Chap. III. Les sédiments carbonatés	25
Chap. IV. Les sédiments siliceux	47
Chap. V. Les formations détritiques	61
Chap. VI. Les encroûtements minéralisés	71
Chap. VII. Les figures sédimentaires et leur signification	93
Chap. VIII. Etude géochimique : méthodes employées, résultats, caractères chimiques des principaux faciès.	109
Chap. IX. Etude géochimique : évolution des compositions chimiques des sédiments en fonction de l'évolution paléogéographique du domaine briançonnais	123
Chap. X. Paléoenvironnement	137
Chap. XI. Sédimentation et tectonique. Subsidence	153
Chap. XII. Taux de sédimentation. Apports et productivité organique	161
Chap. XIII. Les principales aires de sédimentation et leurs caractéristiques	171
Chap. XIV. Evolution du domaine briançonnais	213
Chap. XV. Le domaine briançonnais dans le cadre de la Téthys occidentale. Rapports avec l'Océan Atlantique.	233
Chap. XVI. La sédimentation en domaine briançonnais : deux modèles de sédimentation sur des fonds accidentés et mobiles, (1) pélagique du Callovien au Vraconien, (2) hémipélagique du Vraconien à l'Eocène inférieur.	243
Postface	255

Liste des figures 256

Liste des planches photographiques 259

Bibliographie 261

Planches photographiques 271

T O M E 2. ANNEXES

Présentation du volume 337

Analyses chimiques. Résultats 339

Analyses chimiques. Corrélations entre les éléments 365

Analyses chimiques. Quelques exemples d'histogrammes de répartition des teneurs en un élément donné 369

Analyses minéralogiques. Pourcentages respectifs d'illites et de chlorites dans les argiles 373

Analyses isotopiques. Résultats 375

Quelques exemples de cartes de répartition des critères sédimentologiques, établies par ordinateur 379

Les coupes 383

Liste des coupes 384

Présentation et mode d'emploi du tableau d'exploitation. Légende générale 387

Les coupes proprement dites 391

R E S U M E

=-=-=-=-=-=-=-

PREMIERE PARTIE. SEDIMENTOLOGIE.

Dans la région étudiée, la succession lithologique débute par d'épais sédiments continentaux (Carbonifère-Permien), puis marins peu profonds (Trias, Lias, Dogger). L'objet de cette étude est la suite de cette série, d'épaisseur beaucoup plus réduite, constituée de sédiments pélagiques (Malm à Eocène inférieur). On peut y distinguer quatre types de successions lithologiques :

I) les séries apparemment continues (quelques dizaines à quelques centaines de mètres) :

a) argilites et radiolarites (Call.-Oxf.inf. probable)
b) calcaires lités à cherts (Kimm.-Tith.inf.)
c) calcaires massifs à cherts (Tith.sup.-Berr.inf.)
d) calcaires lités (Berr.moy.-sup.)
e) calcaires lités à cherts (Berr.sup.?-Vrac.)
f) pélites et radiolaires (Vrac.-Cénom.)
g) calcaires argileux (Crét.sup.-Eoc.inf.)

2) les séries lacunaires (quelques mètres à quelques centaines de mètres)

a) lacune (Call.-Oxf.inf. probable) marquée parfois par un encroûtement ferromanganifère
b) calcaire noduleux (Oxf.moy.-Tith.inf.)
c) calcaire plus homogène (Tith.sup.-Berr.inf.)
d) lacune (Berriasien à Vraconien ou Turonien selon les cas), marquée en général par un encroûtement phosphaté et/ou siliceux, qui s'est formé à la fin de la lacune (Vraconien ou Vracono-Turonien).
e) calcaires argileux (Crétacé supérieur)
f) calcaires argileux (Paléocène-Eocène inférieur).

De plus, dans certaines coupes, l'un quelconque des termes b, c ou e peut manquer.

3) les séries intermédiaires présentent, dans une même succession, des caractères empruntés aux deux types précédents.

4) les séries détritiques présentent, superposé à l'un des trois types précédents, un caractère détritique (présence d'olistolites, de brèches, de microbrèches, de grès), significatif d'une instabilité locale.

Description et signification des principaux faciès.

I) Les calcaires noduleux comportent des amygdales calcaires beiges ou roses situées dans une matrice rouge parcourue de microstylolites hématitiques ou argileux. Ce faciès est considéré dans ce travail comme résultant des effets d'une instabilité de conditions de dépôt sur un sédiment calcaire, en milieu oxydant : existence de courants, mais surtout instabilité due aux secousses sismiques et à une morphologie accidentée du fond ; l'hétérogénéité du sédiment qui en résulte est ensuite accentuée par la diagénèse (microstylolitisation entrainant la nodularisation).

2) Les calcaires à cherts sont constitués d'une alternance de boue calcaire à radiolaires, considéré comme le sédiment autochtone, et de turbidites ou de calcarénites. La silice du test des radiolaires, enfouie rapidement à chaque arrivée turbiditique, a été dissoute dans les eaux interstitielles et précipitée ensuite sous une forme cristalline plus élaborée, de taux de solubilité moins élevé.

3) Les radiolarites sont considérées dans ce travail comme résultant d'une sédimentation de type pélagique sur un fond situé sous la CCD : une partie des radiolaires siliceux, échappant seuls à la dissolution, fournissent la trame de la roche, à laquelle vient s'adjoindre ensuite une silice diagénétique, selon un processus comparable à la formation des cherts.

4) Les encroûtements minéralisés présentent trois types de concrétions :

a) les choux-fleurs dont la convexité est tournée dans le sens de la polarité stratigraphique, et qui sont probablement construits par des micro-organismes (bactéries ?)
b) les pelotons de foraminifères encroûtants
c) les "colonnettes" dont le processus de formation est diagénétique.

Les encroûtements a et b s'élaborent sur un sol dur pour former des croûtes, ou sur un sol mou autour de noyaux durs pour former des nodules. Ils apparaissent lorsque le taux de sédimentation est très bas ou nul, et vraisemblablement à la fin de la lacune, juste avant la reprise de sédimentation normale. Leur formation semble exiger des conditions tantôt très oxydantes (concrétions Fe-Mn), tantôt un peu plus réductrices (concrétions P).

Description et signification des figures sédimentaires

La plupart des figures sédimentaires semblent être la conséquence de l'instabilité et de la morphologie complexe du fond :

a) filons sédimentaires à bords francs et rectilignes, ouverts sous l'effet de contraintes mécaniques dans un matériel induré (substratum des séries pélagiques, ou sédiment pélagique induré), ou à bords flexueux et de formes extrêmement diverses, ouverts dans un sédiment incomplètement induré et plastique ("fenêtres")
b) figures de remaniements : stratifications, remaniements de sédiments à divers degrés d'induration (intraclastes durs, mous, "nuages")

D'autres figures résultent des effets de la profondeur du fond, comme la dissolution des tests aragonitiques dans un sédiment plus ou moins induré, ou de l'activité des organismes (terriers).

DEUXIEME PARTIE. GEOCHIMIE.

La composition chimique des carbonates.

Les carbonates "purs", sans argiles ni oxydes, contiennent extrêmement peu d'éléments associés, et en particulier pas d'éléments en traces, à l'exception du strontium.

La composition chimique des sédiments argileux

Les argiles du Jurassique supérieur sont plus potassiques et plus magnésiennes, tandis que les argiles du Crétacé supérieur et du Tertiaire contiennent plus de Sr, Mn et d'éléments traces en général (Co, Cr, Zn, V notamment). Les premières pourraient être essentiellement constituées du produit de l'érosion sous-marine locale, tandis que les autres contiendraient une part importante d'argiles évoluées d'origine continentale.

La composition des sédiments siliceux

Les cherts contiennent peu de baryum et très peu d'éléments en traces en général. Les radiolarites et les fonds durcis siliceux présentent par contre des taux plus forts en éléments traces et surtout en baryum ; ce dernier taux semble en outre augmenter au cours du temps et passer de quelques centaines de ppm au Malm à quelques dizaines de ppm au Vraconien-Cénomanien.

La composition des encroûtements minéralisés

Cette composition varie :

I) au cours du temps

a) Les encroûtements oxfordiens contiennent des forts taux en Fe, Mn, Ba, Sr, Co, Ni, Pb et peu de P.

b) Les encroûtements vracono-turoniens, présentent essentiellement des taux importants en P, Si, Fe et aussi en fluor et en certaines terres rares ; ces niveaux phosphatés sont considérés comme s'étant formés en milieu légèrement confiné, relativement protégé des influences océaniques par un horst qui était peut-être situé dans l'aire de Souliers (partie du domaine d'Acceglio).

c) Les encroûtements paléocènes présentent une minéralisation mixte (Fe, Mn, P), à laquelle sont associés Ba, Co, Cu, Ni, Sr, V, Zn, Pb.

2) d'une aire à l'autre

a) Pour un âge donné, les teneurs en Mn, Ba, Co, Cu, Zn tendent à augmenter d'Ouest en Est, tandis que les teneurs en Cr et V tendent à diminuer légèrement dans la même direction. Ces évolutions sont interprétées comme reflétant l'influence océanique grandissante d'Ouest en Est.

b) Différentes subdivisions peuvent être effectuées dans l'aire de Peyre-Haute en fonction des taux de Si et de P ; les taux les plus forts en Si et les plus faibles en P désigneraient les encroûtements formés dans les zones les plus profondes de cette aire.

TROISIEME PARTIE. PALEOGEOGRAPHIE.

Paléoenvironnement

I) Conditions oxydoréductrices

La couleur des sédiments est considérée comme reflétant, dans la majorité des cas, le potentiel d'oxydation du milieu de dépôt. Ce potentiel est essentiellement fonction de la morphologie du fond, oxydant sur les hauts-fonds et sur les pentes, réducteur ou moins oxydant dans les sillons.

2) Températures des eaux

Des analyses isotopiques O^{16}/O^{18}, effectuées sur une série de sillon, semblent indiquer un réchauffement progressif des eaux durant le Crétacé inférieur, qui pourrait être expliqué par une évolution de la position latitudinale, suivi par un brutal refroidissement au Vraconien-Cénomanien, qui pourrait avoir été provoqué par des venues de courants froids ascendants.

3) Profondeurs du fond

Les sédiments pélagiques ont enregistré l'existence de divers niveaux de compensations : de l'aragonite (ACD), des foraminifères (FCD), de la calcite (CCD). Ces différents niveaux ont apparemment évolué au cours du temps et ont été relativement peu profonds au début du Malm et à la fin du Crétacé inférieur. L'enregistrement de ces différents niveaux par la succession sédimentaire permet l'élaboration de cartes bathymétriques relatives, mais la reconstitution des profondeurs absolues reste impossible.

Sédimentation et tectonique. Subsidence.

Les processus sédimentaires ont été fortement influencés par la tectonique, soit directement (dépôt de sédiments détritiques), soit indirectement (formation des calcaires noduleux, des calcaires à cherts, de certaines lacunes sédimentaires).

La subsidence du fond semble avoir été très rapide au Callovien-Oxfordien inférieur (effondrement de la marge continentale) et plus réduite ensuite jusqu'au Vraconien ; il est possible qu'elle ait alors changé de sens, tout au moins dans certaines régions.

Taux de sédimentation

Les fortes condensations et les lacunes de sédimentation présentées par certaines séries ont quatre causes principales : I) l'absence de terrigènes pendant tout le Malm et le Crétacé inférieur ; 2) l'existence de courants, empêchant ou réduisant la sédimentation sur les reliefs ; 3) l'existence de pentes sur lesquelles les sédiments se maintenaient difficilement ; 4) la forte profondeur du fond qui entrainait une dissolution importante en certains lieux et à certaines époques.

Un bilan sédimentaire effectué sur la superficie du Briançonnais a donné les taux moyens suivants : 0,7 m/Ma pour le Malm ; 0,1 m/Ma pour le Crétacé inférieur ; plus de 5 m/Ma pour le Crétacé supérieur, le Paléocène et l'Eocène inférieur. Ces différences peuvent s'expliquer:

. au Malm et au Crétacé inférieur, par l'existence d'un flux sédimentaire composé uniquement de matériel pélagique ; la très faible sédimentation enregistrée lors du Crétacé inférieur peut être la conséquence d'une action conjuguée des courants et de la profondeur.

. après le Vraconien, par l'arrivée d'un matériel argileux d'origine continentale, et par l'augmentation probable du taux de productivité organique.

Les aires de sédimentation

La répartition des caractères sédimentologiques, âge par âge, sur la carte du Briançonnais, reconstituée après dépliement des unités tectoniques, a permis la caractérisation d'aires de sédimentation :

I) du Callovien au Vraconien :

. au Nord de la zone de failles de la Pisse, dirigée approximativement E-W, un domaine septentrional instable et accidenté comprenait d'Ouest en Est : les pentes du Galibier, le haut-fond Cerces-Grand Bois, les pentes de Queyrellin-Tête Noire, le sillon de Briançon, le plateau du Fort de l'Olive.

. au Sud de cette zone de failles, un domaine méridional, moins instable et moins accidenté dans le détail, comprenait d'Ouest en Est : les pentes de Roche Charnière, le sillon de Champcella, les pentes des Aiguillons, le plateau de Peyre-Haute, déprimé à la longitude de Briançon pour donner le sillon de Beaudouis, et enfin à l'Est, l'aire de Souliers (partie du domaine d'Acceglio).

Les directions maitresses de cette paléomorphologie sont approximativement N340° (principales limites entre les aires de sédimentation) et E-W (direction de la zone de failles de la Pisse).

2) du Vraconien à l'Eocène inférieur

La morphologie précédente se transforme progressivement :

. par l'individualisation, probablement au Vraconien, du haut-fond Grand Bois-Olive, sorte de long plateau allongé dans la direction E-W, et limité au Sud par la zone de fractures de la Pisse.

. par l'inversion de reliefs entre les aires de Champcella et de Peyre-Haute, au Turonien supérieur ou au Coniacien.

EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU DOMAINE BRIANCONNAIS ENTRE MALM ET EOCENE INFERIEUR.

Callovien-Oxfordien inférieur.

Au Bathonien supérieur, le domaine briançonnais est encore une plate-forme carbonatée peu profonde. Au Callovien ou à l'Oxfordien inférieur, une crise tectonique amène l'effondrement de cette plate-forme et la création d'une morphologie accidentée, constituée d'une alternance de sillons, de hauts-fonds, de pentes, de gradins. La sédimentation est nulle sur les reliefs, tandis qu'elle est détritique, condensée et non carbonatée dans les sillons qui sont alors situés sous la CCD.

Oxfordien moyen-Berriasien.

La morphologie héritée de l'évènement précédent subsiste dans ses grandes lignes durant toute cette période. Une reprise de la sédimentation sur les reliefs pourrait être due à une diminution de l'activité sismique ; les faciès et les épaisseurs des sédiments restent toutefois marqués par la morphologie complexe et une instabilité relative du fond. Les niveaux de compensation s'abaissent sensiblement et les carbonates réapparaissent dans les sillons.

Berriasien-Vraconien.

La morphologie du fond enregistre quelques modifications de détail comme l'approfondissement du sillon de Beaudouis. L'existence probable de courants intenses empêche toute sédimentation sur les hauts-fonds.

Vraconien-Cénomanien.

Une deuxième crise tectonique rajeunit la morphologie préexistante en réactivant d'anciennes failles, ou crée de nouveaux reliefs, comme l'aire Grand Bois-Olive et peut-être le horst de Souliers. Les sédiments pélagiques sont mêlés aux produits de l'érosion locale, qui varient en taille depuis les olistolites de plusieurs centaines de mètres jusqu'à la particule argileuse. L'existence possible de courants ascendants froids déterminent la formation d'encroûtements phosphatés sur les hauts-fonds. Les niveaux de compensation s'élèvent à nouveau, provoquant le dépôt de radiolarites dans les sillons.

Turonien-Coniacien.

Une troisième crise, pouvant être considérée comme la suite de la précédente, achève de bouleverser la morphologie du fond, qui enregistre la spectaculaire inversion de relief Peyre-Haute/Champcella et l'affirmation de l'aire Grand Bois-Olive, et perd ainsi les derniers caractères hérités de la morphologie callovo-oxfordienne.

Cette crise modifie le profil de la marge où le domaine dauphinois apparait maintenant très peu profond ; les terrigènes ne peuvent plus en conséquence s'y accumuler et une partie d'entre eux atteint le domaine briançonnais.

EVOLUTION DU DOMAINE BRIANCONNAIS DANS LE CONTEXTE GENERAL DE LA TETHYS ET DE L'ATLANTIQUE CENTRAL. LA SEDIMENTATION EN DOMAINE BRIANCONNAIS : DEUX MODELES DE SEDIMENTATION PELAGIQUE ET HEMIPELAGIQUE SUR DES FONDS ACCIDENTES ET MOBILES.

Les grands évènements de l'histoire briançonnaise sont les répercussions locales de deux crises tectoniques, accompagnées peut-être de variations climatiques brutales, ayant affecté la Téthys et l'Atlantique central dans leur ensemble au Callovo-Oxfordien et au Vraconо-Cénomanien. La sédimentation dans le domaine briançonnais résulte d'une certaine logique, qui est la conséquence, proche ou lointaine, de la succession de ces évènements. En conséquence on peut proposer deux modèles théoriques de sédimentation :

I) Le premier est calqué sur la sédimentation en domaine briançonnais du Callovien au Vraconien : *sédimentation pélagique* sur une marge passive accidentée et instable (ou sur tout domaine marin ou océanique présentant des reliefs comparables) et située à "assez grande profondeur" (pour fixer les idées, entre des profondeurs correspondant à 1000 et 4500 m dans les océans actuels).

2) Le deuxième est fourni par la sédimentation en domaine briançonnais après le Vraconien : *sédimentation hémipélagique* sur des fonds présentant une morphologie assez semblable à ceux du modèle précédent, et situés probablement à une profondeur moyenne légèrement moindre, tout au moins vis-à-vis des niveaux de compensation des carbonates.

AVANT-PROPOS

Ce travail n'aurait pu voir le jour sans l'enseignement et la bienveillance de mes aînés, les conseils et le soutien de mes collègues, et l'aide technique de nombreuses personnes, aussi bien à l'Ecole des Mines, à Paris, qu'à l'Institut de Géologie, à Strasbourg. Je suis heureux de pouvoir les remercier ici.

Monsieur le Professeur G. MILLOT, membre de l'Institut, a bien voulu s'intéresser à mon travail en me permettant de présenter cette thèse à l'Institut de Géologie de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg, et en acceptant de présider le jury chargé de la sanctionner.

Monsieur M. LEMOINE, Directeur de Recherches au CNRS, qui m'a proposé un très beau sujet de travail, est à l'origine directe de cette thèse ; il m'a de plus grandement aidé à trouver les moyens nécessaires à son étude. Il a suivi ensuite mes recherches à tout moment de leur développement et jusqu'à leur achèvement.

Monsieur G. PAUTOT, Chef du Département de Géologie, Géophysique et Géochimie Marine au Centre Océanologique de Bretagne, a eu une influence déterminante sur l'orientation de mes recherches et sur le choix des méthodes analytiques que j'ai employées, en me donnant l'occasion de participer aux études sur les sédiments profonds des océans actuels (programmes DSDP et IPOD) et, ainsi, d'assimiler des techniques d'études océanographiques qui, sinon, me seraient restées étrangères.

Monsieur le Professeur D. BERNOULLI m'a fait profiter de sa grande expérience de la sédimentation pélagique et des marges continentales, au cours de longs entretiens au laboratoire, ou lors d'excursions sur le terrain. Ses travaux ont constitué pour moi un guide constant et précieux.

Monsieur le Professeur E.L. WINTERER a suivi et critiqué mes travaux, en particulier lors d'excursions en Briançonnais, et m'a beaucoup apporté par ses vastes connaissances géologiques et océanographiques.

Monsieur le Professeur G. DUNOYER DE SEGONZAC m'a aidé à divers titres, d'abord par ses conseils pertinents tout au long de mes travaux, puis en m'ouvrant largement les portes du Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface, où j'ai pu profiter des compétences de M. HOFFERT et de A.M. KARPOFF, ainsi que de facilités au plan des moyens d'investigations.

Monsieur le Professeur P.C. de GRACIANSKY m'a amicalement soutenu tout au long de ces années d'étude. Il est resté attentif à mes recherches et disponible pour de longues conversations au laboratoire et de très fréquentes excursions sur le terrain. Il fut enfin d'un conseil avisé pour la réalisation finale de ce volume.

Monsieur le Professeur H. PELISSONNIER, Directeur du Centre de Géologie Générale et Minière à l'Ecole des Mines, a toujours prêté une oreille attentive à mes souhaits, en particulier pendant la période de finition de cette thèse, et m'a facilité la tâche en me déchargeant pendant le même temps de certaines activités d'enseignement.

Je souhaite à quiconque termine une thèse de trouver une aide aussi chaleureuse et désintéressée que celle que m'a procurée A.M. KARPOFF, qui fut tout à la fois ma principale collaboratrice pour les investigations géochimiques, une lectrice efficace pour de nombreux chapitres de ma thèse, et enfin une "antenne" active et amicale à Strasbourg alors que j'étais obligé de rester à Paris.

L'étude des sédiments pélagiques briançonnais était insérée dans un programme de travaux divers sur la marge continentale nord-téthysienne et sur le domaine océanique voisin à la transversale de Briançon, et n'aurait pu prendre sa forme définitive sans les travaux concomitants de J. MEGARD-GALLI, P.Y. CHENET, J.M. CARON, D. MERCIER, P. TRICART, et des élèves de l'option géologie de l'Ecole des Mines, L. DUQUESNOIS et P. FAURE. Elle s'est trouvée également grandement facilitée par de fructueuses comparaisons avec des sédiments homologues ou de même faciès situés dans les Préalpes, en Montagne Noire, dans les Monts Péloritains de Sicile, en Corse, menées à l'occasion d'excursions conduites par MM. A. BAUD, C. CARON, H. MASSON, M. WEIDMANN et M^me^ M. CARON, MM. S. AMAUDRIC DU CHAFFAUT, M. DEMANGE, M. PERRIN.

Mes campagnes de terrain ont été guidées, à l'occasion de visites occasionnelles ou répétées, par MM. M. LEMOINE, P.C. DE GRACIANSKY, D. BERNOULLI, E.L. WINTERER, A. BAUD, B. BEAUDOIN, C. CARON, P. CROS, J. DEBELMAS, H. MASSON, C. STURANI et M^me^ M. CARON.

L'étude pétrographique de mes échantillons m'a permis de profiter de la compétence de MM. M. LEMOINE, P.C. DE GRACIANSKY, D. BERNOULLI, P. CROS, M. DEMANGE, M. FONTEILLES, G. LUCAS, E.L. WINTERER.

J'ai tiré un grand profit des entretiens que j'ai eu, lors d'études communes sur les sédiments de l'Atlantique Central, avec MM. G.DEROO, L. MONTADERT, L. PASTOURET, J.-P. REHAULT, J.C. SIBUET, J. SIGAL. M.G.DEROO a eu de plus l'amabilité d'effectuer des analyses de mes "black shales" briançonnais dans son laboratoire et d'en interpréter les résultats.

Les déterminations de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur ont été faites par M. CARON et J. SIGAL, celles des encrines par M. ROUX, celles des ammonites par R. ENAY. Je remercie ces spécialistes du temps qu'ils m'ont réservé et m'excuse auprès d'eux de la médiocrité des échantillons qui leur étaient proposés.

Les déterminations isotopiques ont été effectuées au laboratoire du Professeur R. LETOLLE, qui m'a réservé un peu de son temps précieux et a su apporter quelques solutions aux problèmes spécifiques posés par les sédiments briançonnais.

La partie informatique a été réalisée, tout d'abord au cours de sombres nuits ingrates, puis plus heureusement lors de matins fructueux, au Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels, Ecole des Mines, Sophia Antipolis, dirigé par J.M. MONGET, grâce au dévouement de P. ROUX et M.POISSON, et à la compréhension de leurs familles.

Le travail ingrat de lecture et de critique des différentes parties de cet ouvrage a été effectué par MM. M. LEMOINE, P.C. de GRACIANSKY, G. PAUTOT, S. ELMI, M. FONTEILLES et par M^elle^ A.M. KARPOFF.

Je remercie mes collègues de l'Ecole des Mines, et tout spécialement E. BERGER, pour le surcroît de travail qu'ils ont assumé ces derniers mois en raison de mon indisponibilité.

La partie technique de ce travail a été effectuée pour une bonne part au Centre de Géologie Générale et Minière. MM^mes^ S. CANU et D. LAVOCAT ont été des collaboratrices efficaces, y compris et surtout pendant la période de finition de cet ouvrage. MM. M. FARRIEU et M. PINAULT ont réalisé les préparations micrographiques nécessaires à l'étude des sédiments briançonnais. M^elle^ M. CLAYE a employé toutes les ressources de ses connaissances de l'art photographique pour réaliser de magnifiques documents à partir d'échantillons médiocres. M^me^ C. MERCIER a réalisé l'essentiel des dessins et figures.

Ce texte a été frappé par M^elle^ E. BROSSARD, des établissements "E.B. SECRETARIAT", et par M^me^ D. LAVOCAT. Il a été imprimé par le système "Offset" à l'Ecole des Mines par MM. H. PINAULT et R. ROZAN. Les planches photographiques ont été reproduites à l'Institut de Géologie de Strasbourg, par MM. J. GRUNER et J.M. BOCK.

AVERTISSEMENT AU LECTEUR

Cet ouvrage présente, après une introduction générale (chap. I), trois parties principales : une étude sédimentologique (chap. II à VII), une étude géochimique (chap. VIII et IX) et une partie où, en m'appuyant sur les données précédentes, je tente de reconstituer les milieux et les taux de sédimentation, la subsidence, la profondeur et la morphologie du fond marin, et donc la paléogéographie du domaine briançonnais (chap. X à XIV). Les deux derniers chapitres (XV et XVI) traitent, l'un, de l'évolution du domaine briançonnais dans le cadre des événements ayant affecté la Téthys occidentale et l'Atlantique Central, et l'autre, de deux modèles de sédimentation qui ont semblé s'imposer à l'issue de l'étude.

Dans un souci d'allègement, j'ai volontairement porté un nombre important de données en annexes : résultats des analyses chimiques et isotopiques, levés des coupes de terrain et résultats de leur exploitation au laboratoire. Le volume principal présentera donc seulement les coupes nécessaires à l'intelligence de l'exposé, et sous une forme simplifiée. Pour les autres coupes, le lecteur devra se reporter aux annexes.

Pour éviter d'alourdir chaque légende de figure, j'ai volontairement omis d'y expliciter le figuré des faciès et des figures sédimentaires. Celui-ci est porté dans une légende générale qui est insérée dans une jaquette à la fin du volume principal, et qui est répétée dans le volume annexe, en tête de la partie réservée aux coupes.

A C. MONTEVERDI
J.S. BACH
L. VAN BEETHOVEN
J. BRAHMS
G. VERDI

qui ont su relever mon enthousiasme quand il sombrait et renouveler mon ardeur dans les moments les plus critiques.

CHAPITRE I - DEFINITION DU SUJET. HISTORIQUE DES RECHERCHES PRECEDENTES. GRANDS TRAITS DE LA SERIE LITHOLOGIQUE BRIANCONNAISE.

	Page
I.1. DEFINITION DU SUJET	3
I.2. CADRE GEOGRAPHIQUE	3
I.3. CADRE STRUCTURAL	3
I.4. BREF HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LE SUJET	6
I.4.1. Stratigraphie	6
I.4.2. Sédimentologie et paléogéographie	6
I.5. LES GRANDS TRAITS DE LA SERIE LITHOLOGIQUE BRIANCONNAISE	7
I.5.1. Ensemble inférieur	7
I.5.2. Ensemble supérieur	8
I.5.2.1. Les séries apparemment continues	9
I.5.2.2. Les séries lacunaires	11
I.5.2.3. Les séries intermédiaires	13
I.5.2.4. Les séries détritiques	13

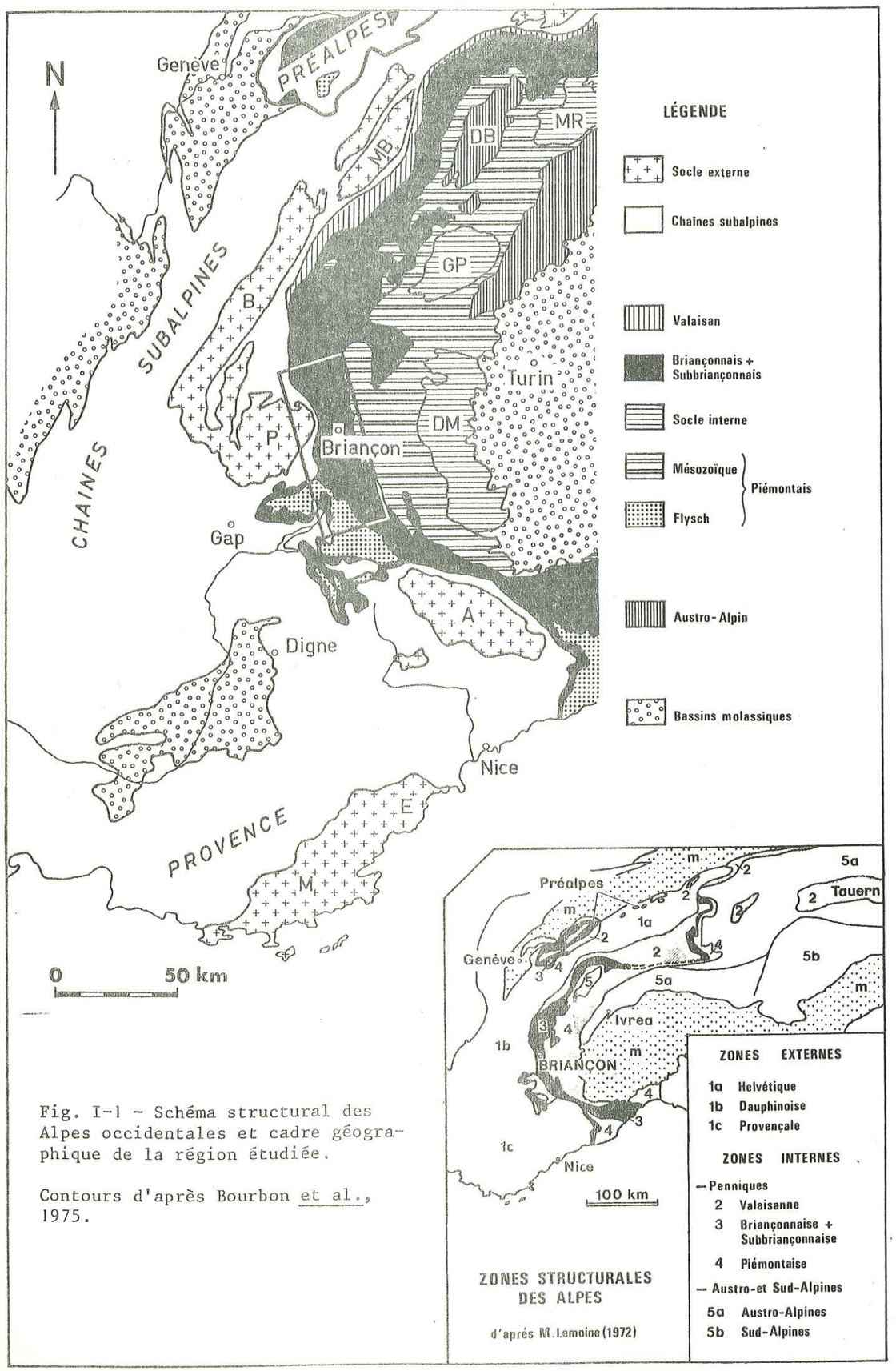


Fig. I-1 - Schéma structural des Alpes occidentales et cadre géographique de la région étudiée.

Contours d'après Bourbon et al., 1975.

CHAPITRE I. DEFINITION DU SUJET. HISTORIQUE DES RECHERCHES PRECEDENTES. GRANDS TRAITS DE LA SERIE LITHOLOGIQUE BRIANCONNAISE.

I.1. DEFINITION DU SUJET.

Le sujet de cet ouvrage est l'étude sédimentologique des sédiments pélagiques déposés en zone briançonnaise, entre le massif du Galibier et la vallée du Guil, du début du Malm à l'Eocène inférieur. Ce travail concernant un secteur particulièrement sensible de la paléomarge septentrionale de la Téthys m'amènera à étudier de très près certains faciès et phénomènes particuliers (calcaires noduleux, calcaires à cherts et radiolarites, encroûtements et nodules minéralisés, formations détritiques déposées en milieu pélagique, lacunes et condensations sédimentaires, ouvertures de filons sédimentaires). L'accumulation et l'exploitation de ces données permettront, je l'espère, une meilleure connaissance du secteur étudié, et en particulier des principaux mouvements tectoniques qui l'ont affecté, de l'évolution morphologique et des paléoenvironnements qui en ont résulté.

Cette évolution, reconstituée pour une bonne part grâce aux méthodes et aux modèles fournis par l'océanologie moderne, pourra peut-être dès lors servir de guide à son tour, dans des recherches s'effectuant sur un secteur comparable d'une marge passive, actuelle ou fossile, ou dans des domaines océaniques présentant, pour des raisons particulières, un environnement et/ou une morphologie comparable à ceux du domaine briançonnais.

I.2. CADRE GEOGRAPHIQUE (fig. I.1).

Cette étude a pour cadre régional et structural la zone briançonnaise en pays briançonnais, entre le massif du Grand Galibier au Nord et la vallée du Guil au Sud. Cette région comprend, au Nord de Briançon, et entre les vallées de la Guisanne et de la Clarée, le massif Galibier-Cerces ; à l'Ouest de Briançon, le massif de Serre-Chevalier-La Condamine ; au Sud, en rive droite de la Durance et du Nord au Sud : les massifs de la Tête d'Oréac, de la Tête de la Lauzière, de la Tête de Gaulent ; au Sud et en rive gauche de la Durance, le massif du Pic de Peyre-Haute et du Béal Traversier. Quelquefois cependant l'étude a pu porter sur des coupes situées plus au Sud (Haute-Ubaye notamment), soit en vue d'une comparaison avec des coupes plus septentrionales, soit pour mieux explorer certaines unités tectoniques affleurant mal dans la région de Briançon (ex : zone d'Acceglio).

I.3. CADRE STRUCTURAL (fig. I.2. et I.3).

La zone briançonnaise chevauche vers l'Ouest un ensemble comprenant d'Ouest en Est :

1) la zone dauphinoise, le massif cristallin du Pelvoux et la couverture sédimentaire de ce massif (zone ultradauphinoise) ;

2) la zone subbriançonnaise.

A l'Est, la structure est plus complexe du fait de deux charriages suc-

Fig. I.2. SCHEMA STRUCTURAL DE LA ZONE BRIANCONNAISE, ENTRE LES MASSIFS DU GALIBIER ET DE LA FONT SANCTE (HAUTES-ALPES)

1 Zones externes : massifs cristallins externes (Pelvoux), zones dauphinoise et ultra-dauphinoise.

2 Zone subbriançonnaise.

ZONE BRIANCONNAISE :

3 Socle briançonnais : Carbonifère, Permien et Werfénien inférieur.

Briançonnais externe :

4 Nappe de Roche Charnière, 1e Ecaille.

5 Digitation du Ponteil-l'Aubréau.

6 Nappe de Champcella, 2e Ecaille.

7 Série inférieure du Guil, Digitation des Aiguillons, 3e Ecaille (ou unité de la Condamine).

8 Couverture externe de la zone houillère briançonnaise.

9 Nappe des Aiguilles de Chambeyron.

10 Nappe de Peyre-Haute s.s. (partie frontale de la Nappe de Peyre-Haute s.l.), unité de la Crête de Vars.

11 Digitation de Maravoise (flanc inverse de Peyre-Haute s.s.).

12 Nappe du Châtelet s.s. (= digitation de Manoal).

13 Partie radicale de la nappe de Peyre-Haute s.l., digitation de la Font Sancte.

14 Unité inférieure du faisceau du Béal-Traversier (série post-triasique décollée de la partie radicale de la nappe de Peyre-Haute s.l.).

15 Flysch noir décollé de la nappe de Peyre-Haute s.l.

16 Nappe de l'Agnelil-Pategou (flysch noir et calcschistes décollés des unités de Peyre-Haute s.l. et d'Assan s.s.).

17 Nappe d'Assan s.s.

18 Unité supérieure du faisceau du Béal-Traversier (série post-triasique décollée de la nappe d'Assan s.s.).

Briançonnais interne :

19 Nappe d'Assan s.l., couverture interne de la zone houillère briançonnaise, unité de Ceillac-Chiappera (série, essentiellement post-triasique, décollée de la nappe d'Assan s.s.).

20 Unité de la Chapelue.

21 Unités de la Pointe de Rasis, de Côte-Belle.

22 Gypses exotiques et gypses de la Pointe de Rasis.

23 Zone d'Acceglio, écailles intermédiaires, 4e Ecaille.

ZONE PIEMONTAISE :

24 Zone prépiémontaise, zone du Gondran.

25 Schistes lustrés indifférenciés et ophiolites.

26 Nappe du Flysch à Helminthoïdes.

a faille.
b faille crétacée du massif des Cerces.
c chevauchements principaux.
d chevauchements principaux secondairement renversés.
e chevauchements à l'intérieur des grandes unités structurales (renversés ou non).

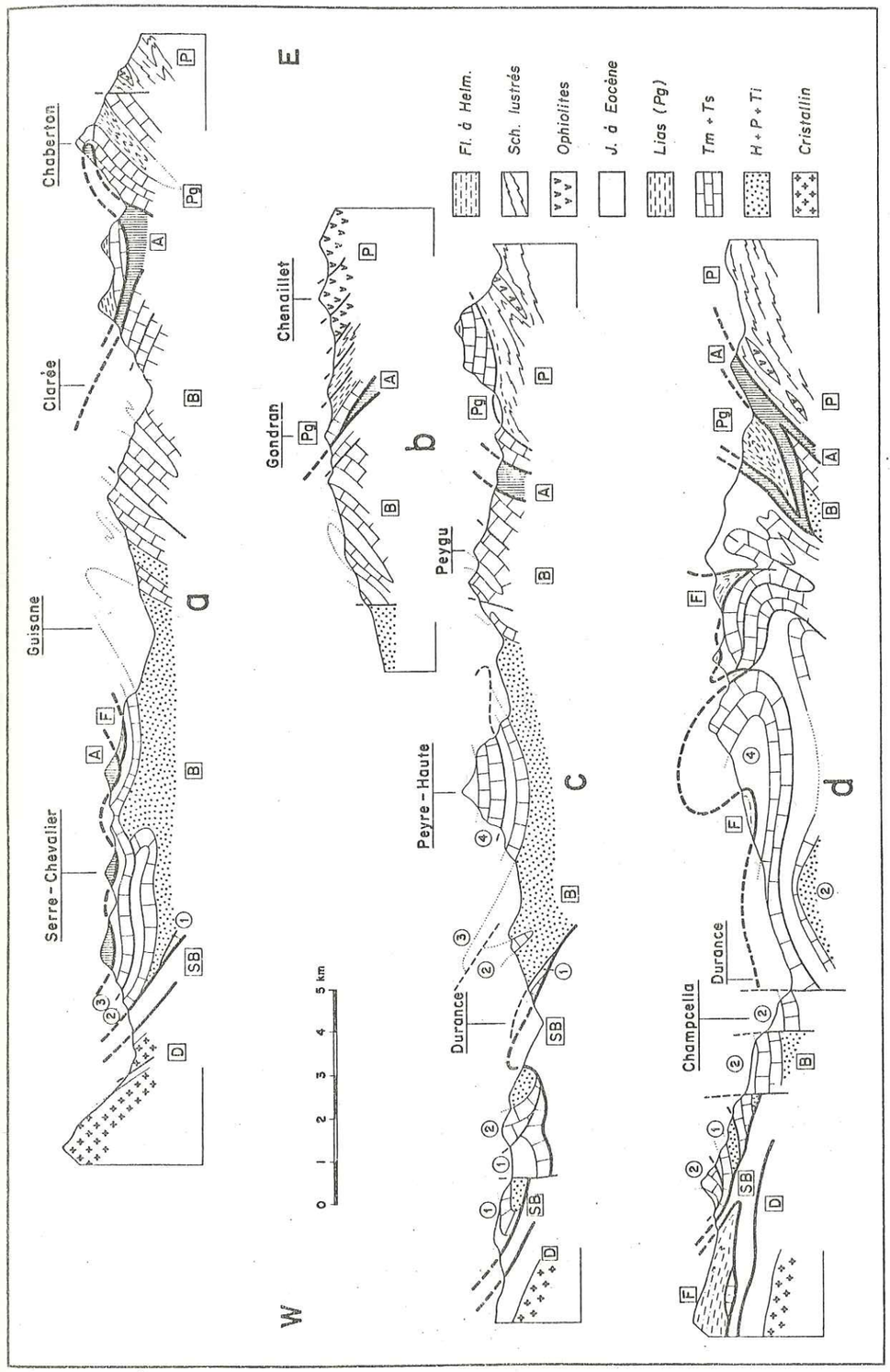


Fig.I.3. Coupes structurales schématiques à travers la zone briançonnaise entre Serre Chevalier et Champcella (d'après BOURBON et al., 1975).
L'emplacement des coupes est donné par la figure I.2.
A. zone d'Acceglio B. zone briançonnaise
D. zone externe dauphinoise SB. zone subbriançonnaise
F. Flysch à Helminthoïdes
P. zone piémontaise s.l.
Pg. zone prépiémontaise de Roche des Clots-Grande Hoche
1. Unité de Roche Charnière 2. Unité de Champcella 3. Unité de la Condamine 4. Unité de Peyre-Haute externe.

cessifs : d'abord le charriage "normal" des zones prépiémontaise et piémontaise sur le Briançonnais avec une vergence apparente vers l'Ouest, puis un rétrocharriage de la zone briançonnaise sur les premières avec une vergence apparente vers l'Est.

La zone briançonnaise présente donc de part et d'autre d'une zone anticlinale médiane particulièrement visible au Nord de Briançon avec l'affleurement du Houiller, une structure en éventail, avec :

1) à l'Ouest, un empilement de petites nappes charriées vers l'Ouest (1°, 2°, 3° écailles à la latitude de Briançon ; nappes de Roche-Charnière, de Champcella, de Peyre-Haute, d'Assan à la latitude de la Roche de Rame) ;

2) à l'Est, une série de plis ou écailles déversés ou rétrocharriés vers l'Est (unités de Ceillac, de la Chapelue, de la pointe de Rasis ou de Côte-Belle, zone d'Acceglio).

I.4. BREF HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LE SUJET.

I.4.1. Stratigraphie

La découverte du *Malm* en Briançonnais semble revenir à C. LORY (1884) qui attribue la totalité de la formation à l'*Oxfordien*. W. KILIAN démontre ensuite son existence dans le massif du Galibier (1892), à Saint-Crépin et à la Roche de Rame (1899) et le date du *Tithonique*. F. BLANCHET enfin (1936) élabore la première échelle stratigraphique de ce Malm avec l'attribution du Marbre de Guillestre à l'*Oxfordien-Kimméridgien* et du calcaire rosé massif du sommet au *Tithonique*.

Le *Crétacé* est évoqué pour la première fois, à propos des "marbres en plaquettes" et des "schistes luisants", par P. TERMIER (1903) et W. KILIAN (1899). Cette formation est finalement datée du *Crétacé supérieur*, surtout par analogie de faciès avec les "couches rouges" des Préalpes Suisses, par L. MORET et F. BLANCHET (1924). La découverte du *Crétacé inférieur* briançonnais revient à M. GIGNOUX (1936).

Le *Tertiaire* enfin, que W. KILIAN et E. HAUG (1900) pressentaient déjà être représenté dans la partie supérieure des marbres en plaquettes en raison de leur passage progressif au Flysch, est mis en évidence dans ce faciès et daté du Paléocène-Eocène inférieur par F. ELLENBERGER, M. LEMOINE et J. SIGAL (1952) et par J. DEBELMAS (1955).

I.4.2. Sédimentologie et paléogéographie

Les premiers modèles de paléogéographie briançonnaise sont proposés par F. BLANCHET (1936) et surtout M. GIGNOUX et L. MORET (1938). Ces auteurs conçoivent une évolution paléogéographique régie par la répétition d'un cycle avec :

1) émersion - érosion - dépôt sidérolithique (d'abord au Callovo-Oxfordien, puis de nouveau au Néocomien) ;

2) transgression avec brèches de base et remobilisation du sidérolithique (d'abord à l'Oxfordien-Kimméridgien, puis de nouveau au Sénonien) ;

3) régime de sédimentation pélagique (d'abord au Tithonique, puis au Sénonien supérieur).

Ce modèle va être profondément modifié par une deuxième génération de chercheurs. M. LEMOINE (1953 a et b), invoquant l'absence de termes néritiques et

de véritables termes transgressifs dans la série stratigraphique et faisant référence aux résultats de recherches contemporaines de R. DIETZ et al. (1942) sur les hauts-fonds pélagiques du large de la Californie, introduit la notion de *lacune de sédimentation sous-marine*. Puis il caractérise deux types opposés de séries stratigraphiques briançonnaises : dans le premier cas, les dépôts condensés et lacunaires résulteraient d'une sédimentation sur des aires en relief (hauts-fonds ou cordillères), exposées à l'action des courants, au moins pendant certaines périodes ; dans le deuxième cas, les dépôts semblent résulter d'une sédimentation continue : ils caractériseraient donc des aires de sédimentation protégées des mêmes courants, donc probablement en dépression (sillons). Partant de ces hypothèses, cet auteur et J. DEBELMAS (1955, 1956) définissent un modèle de paléomorphologie briançonnaise, sorte d'alternance de hauts-fonds et de sillons, grossièrement orientés selon une direction N-S.

En résumé, après ces différents travaux et avant le commencement de cette étude, il était admis par la plupart :

1) que, du Lias à l'Eocène inférieur, le domaine briançonnais était resté un haut-fond (un "géanticlinal") entre deux domaines plus profonds, dauphinois à l'Ouest et piémontais à l'Est ;

2) que, de l'Oxfordien à l'Eocène inférieur, ce domaine recevait une sédimentation pélagique et n'émergeait pas ou très peu ;

3) que sa paléomorphologie consistait en une alternance de hauts-fonds allongés et de sillons orientés N-S ;

4) que les lacunes de sédimentation avaient une origine sous-marine et résultaient de l'action de courants sur des aires en relief.

I.5. LES GRANDS TRAITS DE LA SERIE LITHOLOGIQUE BRIANCONNAISE.

Dans la région étudiée, la succession lithologique s'étend, sur 1500 à 2000 m d'épaisseur, depuis le Carbonifère (Namurien) jusqu'au Nummulitique (Lutétien). On peut y distinguer deux ensembles, caractérisés principalement par des épaisseurs très différentes et séparés par une discordance : l'ensemble inférieur, très épais (1500 à 2000 m), s'étend du Carbonifère au Lias inférieur ou moyen, avec une discordance au moins cartographique au milieu du Permien ; l'ensemble supérieur, beaucoup plus mince (de quelques mètres à quelques centaines de mètres), englobe les sédiments d'âges bathonien à lutétien, et peut montrer de grandes lacunes stratigraphiques.

I.5.1. Ensemble inférieur

Il comprend :

- le *Carbonifère* (500 à 1000 m), continental et détritique avec des couches d'anthracite ; les flores indiquent la présence du Namurien, du Westphalien et du Stéphanien ; il contient des sills et des laccolites de microdiorites et de microgranites : le socle cristallin sous-jacent à ce Carbonifère n'est connu que plus au Nord, en Tarentaise (massif du Ruitor) ;

- le *Permien inférieur* (0 à 600 m), détritique et versicolore ; son

sommet contient des épanchements ignimbritiques (dacites à liparites) ;

- le *Permien supérieur* (quelques dizaines de mètres à 100 ou 200 m) détritique et versicolore ("Verrucano briançonnais"), en discordance au moins cartographique sur les termes précédents ; il passe progressivement vers le haut aux quartzites werféniens ;

- le *Werfénien inférieur* (100 à 300 m) constitué de quartzites blancs à stratifications entrecroisées et ripple-marks ;

- le *Werfénien supérieur* (quelques mètres à quelques dizaines de mètres), fait de schistes et de dolomies le plus souvent cargneulisées, accompagnés parfois de gypse ; il correspond à un niveau de décollement tectonique majeur ;

- le *Trias moyen et supérieur*, calcaréo-dolomitique ; son épaisseur peut atteindre un millier de mètres quand il n'a pas été érodé ; il constitue un des composants essentiels de la morphologie briançonnaise ; on peut y distinguer six cycles régressifs majeurs (BAUD et MEGARD-GALLI, 1975) :

a) le *cycle I* correspond peu ou prou à l'Anisien des auteurs (150 m) ; il marque l'avènement d'une sédimentation carbonatée de plate-forme et s'achève avec des pélites versicolores continentales ;

b) le *cycle II* (Anisien supérieur - Ladinien) est constitué à sa base par les *calcaires rubannés* (100 à 200 m) puis par les *dolomies noires*, et à son sommet par les *dolomies blanches* (20 m) ;

c) le *cycle III* (Ladinien supérieur) est constitué par les *dolomies grises* (30 m) ;

d) le *cycle IV* correspond approximativement au Carnien ; il s'y dépose des sédiments carbonatés, détritiques et évaporitiques, avec de nombreux indices d'activité tectonique synsédimentaire (quelques dizaines à quelques centaines de mètres) ;

e) le *cycle V* (Carnien supérieur - Norien), correspond à la reprise d'une sédimentation dolomitique bien rythmée (250 à 300 m), donnant un faciès proche de la "Haupt-dolomit" des domaines sud-alpins et piémontais (MEGARD-GALLI, 1972 et 1974) ;

f) le *cycle VI* (Rhétien probable) est fait d'argilites, de dolomies et de calcaires lumachelliques (10 à 50 m) ;

- le *Lias inférieur* (40 m), constitué de calcaires bien lités, n'est connu que très localement, dans une partie de la nappe de Peyre-Haute.

I.5.2. Ensemble supérieur.

Le Lias supérieur et le Dogger inférieur manquent, en raison d'une émersion généralisée du Briançonnais pendant cette période. Cette émersion fut l'occasion d'une érosion souvent vigoureuse : c'est pourquoi l'ensemble supérieur repose en discordance angulaire ou cartographique sur n'importe lequel des termes

de l'ensemble inférieur ; l'érosion est maximale dans la zone d'Acceglio, où elle atteint le socle cristallin antécarbonifère, et à un degré moindre en Briançonnais occidental, où elle atteint au moins les termes du Werfénien, voire ceux du Permien.

Cet ensemble supérieur débute souvent, mais pas toujours, par des termes *bathoniens néritiques*, puis se poursuit par des termes *pélagiques* (Malm-Crétacé-Paléocène). On peut distinguer dans ces séries pélagiques deux types essentiels de succession lithologique :

1) les séries apparemment continues :
2) les séries lacunaires.

Nous distinguerons également, en raison de leur importance sédimentologique et paléogéographique, deux autres types de séries apparentés aux premiers :

3) les séries intermédiaires ;
4) les séries détritiques.

Ces différents types de séries sont représentés sur la figure I.4.

I.5.2.1. Les séries apparemment continues :

Séries types : Soureliou ; Tête de la Balme.

On peut y observer la succession suivante :

- argilites plus ou moins radiolaritiques de couleur sombre (grise, noire), parfois vertes ou lie-de-vin (Callovien - Oxfordien, datation par encadrement), passant progressivement mais très rapidement à :

- calcaires bien stratifiés, gris-bleu ou gris-noir, où alternent micrites et fines calcarénites ; ils comprennent également des lits de cherts de même couleur ou alternent avec ceux-ci (quelques mètres à 10 ou 20 m, Kimméridgien-Tithonique inférieur) ;

- un banc de calcaire massif ou une succession de bancs mal individualisés, un peu plus clairs que les précédents et contenant des cherts ou morceaux de bancs de cherts de même couleur (quelques mètres à quelques dizaines de mètres, Tithonique supérieur-Berriasien inférieur) ;

- minces bancs plus ou moins ondulés, bien individualisés, sans cherts ni lits de cherts (quelques mètres, Berriasien moyen-supérieur) ;

- calcaires gris-bleu bien individualisés, alternant avec ou comportant des lits de cherts (quelques mètres à quelques dizaines de mètres, Berriasien supérieur à Vraconien ou Cénomanien inférieur), passant progressivement et très rapidement par augmentation du taux de silice à :

- alternance de pélites et de radiolarites noires (quelques mètres, Vraconien-Cénomanien inférieur), avec passage progressif et très rapide à :

- calcaires argileux ("marbre en plaquettes", "calcschistes planctoniques") gris, jaunâtres ou verdâtres (quelques mètres à 200 ou 300 m, Cénomanien à Eocène inférieur).

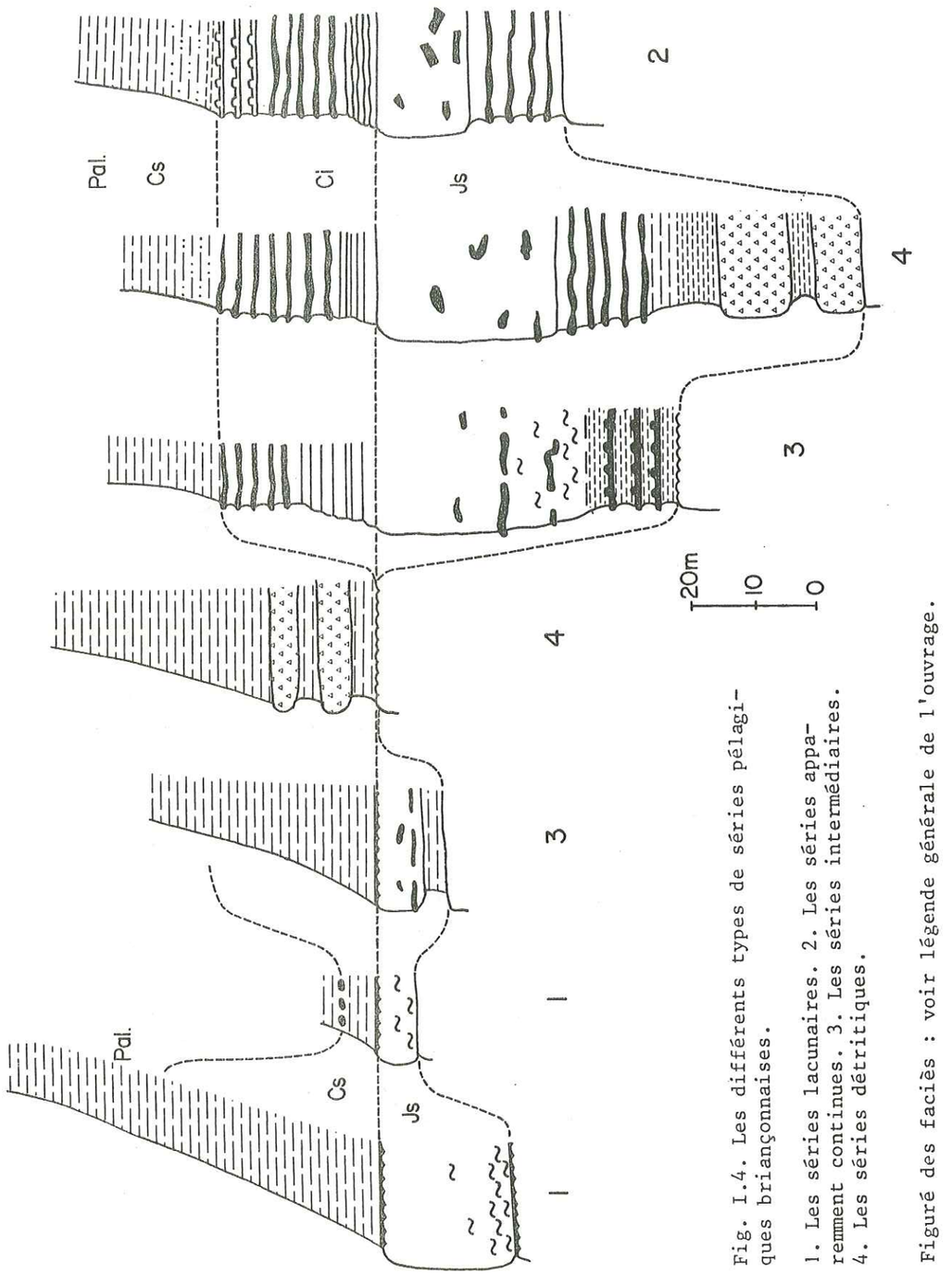


Fig. I.4. Les différents types de séries pélagiques briançonnaises.

1. Les séries lacunaires. 2. Les séries apparemment continues. 3. Les séries intermédiaires. 4. Les séries détritiques.

Figuré des faciès : voir légende générale de l'ouvrage.

I.5.2.2. Les séries lacunaires (Pl. I, ph. 1 et 2).

Séries types : Saint-Crépin ; col de Serre-Chevalier ; col de la Pisse.

Quand le *Malm* est représenté, on peut y distinguer de bas en haut :

- calcaire noduleux rouge ou rose, massif ou présentant une faible stratification (de quelques centimètres à 10 m, Oxfordien moyen à Kimméridgien inférieur), passant progressivement et très rapidement à :

- calcaire noduleux blanc, massif ou faiblement stratifié (de quelques centimètres à 10 m, Kimméridgien-Tithonique inférieur), passant progressivement à :

- calcaire beige ou rosé, quelquefois massif, souvent mieux stratifié que les termes sous-jacents (quelques centimètres à 10 m, Tithonique supérieur-Berriasien inférieur).

Dans certaines coupes, le Malm peut manquer ; dans ce cas, le terme suivant (le plus souvent le Crétacé supérieur comme au col de la Pisse, quelquefois le Paléocène comme au col de Serre-Chevalier) repose directement sur le Dogger ou sur le Trias.

Le *Crétacé inférieur* est dans ce type de série le plus souvent absent. Cependant on a pu trouver dans de nombreuses coupes de minces placages de calcaire à calpionelles d'un niveau élevé (Berriasien supérieur) ou de calcaire à hedbergelles (Aptien-Albien). De plus, dans certains cas, comme au Lac Blanc, on peut observer au sommet du Malm une véritable récurrence de calcaire noduleux rouge comparable aux calcaires oxfordiens et daté du Berriasien moyen ou supérieur. Certains niveaux pourraient même être plus jeunes, mais ils n'ont pu être datés. La présence de faciès noduleux de cet âge a une grande importance sédimentologique et cette question sera reprise dans la partie de chapitre consacrée aux calcaires noduleux (III.3).

Dans presque tous les cas, la lacune partielle ou totale du Crétacé inférieur est soulignée par une croûte stromatolitique minéralisée mince (quelques millimètres à 1 cm) en général phosphatée et/ou siliceuse. Cette lacune a une origine marine et cet encroûtement s'est développé en milieu marin pélagique (Cf. chap. VI).

Le *Crétacé supérieur*, quand il existe, montre un faciès calcaire argileux rouge, vert ou gris-beige. Dans le premier et le deuxième cas, il est souvent très condensé (voir col de la Pisse). Dans le troisième cas, le faciès est assez comparable à celui des séries complètes. Le Crétacé supérieur se termine en certains endroits (ex : col de la Pisse) par une lacune stratigraphique, souvent marquée par un niveau de nodules minéralisés.

La figure I.5 ci-jointe résume les caractéristiques des types de séries 1 et 2. A la condensation, commune aux deux types, viennent s'ajouter des caractères spécifiques souvent opposés : ainsi les séries continues sembleraient s'être déposées dans des aires en dépression, relativement protégées et confinées (séries dites "de sillons", LEMOINE, 1953 b) ; par contre, les séries lacunaires seraient caractéristiques d'aires en relief relatif, soumises à l'action des courants (séries dites "de hauts-fonds", LEMOINE, 1953 b) et comportant des

	1er type : séries apparemment continues	2° type : séries lacunaires
caractères communs	condensation de la série Milieu pélagique	
caractères spécifiques	Stratification nette et serrée, significative du mode et de la distance de transport : turbidites et fines calcarénites, transport relativement lointain.	Absence ou rareté des stratifications : transport relativement court avec prédominance de glissements synsédimentaires.
	Couleur dominante : gris-noir à gris-bleu, indice d'un milieu plutôt réducteur.	Couleur dominante : rouge ou rose, indice d'un milieu plutôt oxydant.
	Monotonie et rareté de la faune, absence de certaines espèces, essentiellement celles à test aragonitique et à test calcitique mince : indices d'une profondeur de sédimentation importante avec compensation de l'aragonite toujours, sous le niveau de compensation des foraminifères souvent, sous le niveau de compensation totale de la calcite quelquefois (Oxfordien, Cénomanien).	Relative richesse et diversité de la faune : profondeur de sédimentation moyenne plus faible que dans le 1° type.
	Taux de silice élevé (radiolarites, cherts, calcaires siliceux), peut-être en relation avec la profondeur de sédimentation importante.	
		Existence de lacunes stratigraphiques d'origine sous-marine, dues à l'existence de pentes sur lesquelles les sédiments ne peuvent se maintenir ou à l'action de courants sur les reliefs.

Fig. I.5. Caractéristiques sédimentologiques des séries continues et des séries lacunaires.

pentes plus ou moins fortes, génératrices de lacunes ou de glissements sédimentaires selon leur intensité.

I.5.2.3. Les séries intermédiaires.

Séries types : Pont du Villars ; Aiguillas ; Corbières ; Fazis.

Les séries de ce type ne forment évidemment pas une catégorie indépendante, en raison de leur double affinité avec les deux types précédents, mais leur distinction et leur caractérisation sont légitimées par leur importance paléogéographique (localisation des zones de passages entre les sillons et les zones en relief).

Malm.

On y trouve évidemment une grande diversité de faciès selon le degré d'affinité avec le 1° ou le 2° type : argilites d'âge oxfordien, mais de couleur rouge (Corbières), calcschistes rouges du même âge (Fazis), calcaires noduleux blancs ou gris (Aiguillas), calcaires noduleux rouges à cherts ou lits de cherts de même couleur (Fazis), calcaires à cherts contenant des passées de calcaire noduleux rouge (Corbières), etc.

Crétacé inférieur.

Les coupes présentant un Crétacé inférieur de type intermédiaire sont assez rares : notons dans certains cas un léger blanchissement de la pâte calcaire et une raréfaction des cherts (Pont du Villars, Corbières), ou la présence dans certaines coupes lacunaires de minces placages de calcaire rose ou rouge alternant avec les lits de cherts rouges (Clot des Vaches).

Crétacé supérieur.

Les calcaires argileux de cet âge sont assez semblables dans les séries de types 1 et 2 ; il en est évidemment de même en ce qui concerne les séries intermédiaires.

I.5.2.4. Les séries détritiques.

Séries types : Tête Noire ; Aiguillas ; sommet du Queyrellin ; Guil.

Comme les séries intermédiaires, les séries de ce type ne forment pas une catégorie vraiment indépendante. Elles peuvent en effet être classées dans un des trois types précédents et je ne décrirai donc pas le détail de leur succession lithologique. Mais elles comportent en outre un volume important de matériel détritique emprunté au substratum antémalm : les indices qu'elles apportent, par la qualité et la quantité du matériel détritique qu'elles renferment, sont donc d'une grande importance paléogéographique (localisation des zones tectoniques "sensibles", nature du substratum, sens de transport, etc). On peut noter brièvement à leur sujet :

. L'angularité quasi générale des éléments détritiques ;
. la nature pélagique du ciment ;
. l'absence fréquente de classement des éléments ;

. l'existence de périodes d'activité tectonique intense (Callovo-Oxfordien, Vracono-Cénomanien inférieur, Turonien supérieur-Sénonien inférieur).

Ces quatre faits d'observation démontrent une genèse bien particulière (écroulement de falaises en milieu marin) à certaines périodes privilégiées ; je reviendrai plus longuement sur ce sujet au chapitre V.

CHAPITRE II - PRELIMINAIRES. ECHELLE STRATIGRAPHIQUE, MOYENS DE DATATION, DIFFERENTES "ZONES" STRATIGRAPHIQUES. DEFINITION DE CERTAINS FACIES ET MICROFACIES. PRESENTATION DES COUPES. DEFINITION DES AIRES DE SEDIMENTATION.

	Page
II.1. ECHELLE STRATIGRAPHIQUE ET NOMENCLATURE DES ETAGES	17
II.2. LES MOYENS DE DATATION	17
II.2.1. Les facteurs limites	17
II.2.2. La macrofaune	19
II.2.3. La microfaune	19
II.2.4. Les différentes "zones" stratigraphiques obtenues	20
II.3. DEFINITION DES FACIES ET DES MICROFACIES	20
II.3.1. Faciès	20
II.3.2. Microfaciès	22
II.4. LES COUPES	22
II.4.1. Situation	22
II.4.2. Présentation	22
II.5. LES AIRES DE SEDIMENTATION	23

CHAPITRE II. PRELIMINAIRES. ECHELLE STRATIGRAPHIQUE, MOYENS DE DATATION, DIFFERENTES "ZONES" STRATIGRAPHIQUES. DEFINITION DE CERTAINS FACIES ET MICROFACIES. PRESENTATION DES COUPES. DEFINITION DES AIRES DE SEDIMENTATION.

II.1. ECHELLE STRATIGRAPHIQUE ET NOMENCLATURE DES ETAGES.

L'échelle et les noms des étages employés dans cet ouvrage sont donnés par la figure II.1.

II.2. LES MOYENS DE DATATION.

II.2.1. Les facteurs limites.

Quatre facteurs gênent la datation des sédiments pélagiques briançonnais.

1) Le métamorphisme alpin entraîne des transformations minéralogiques profondes du sédiment originel. En particulier les carbonates, composés à l'origine de micrite fine, "recristallisent" en cristaux plus volumineux pour donner des microsparites ou des sparites. Ces recristallisations ont pour conséquence la "disparition" de la faune et des figures sédimentaires contenues à l'origine par le sédiment, et donc l'impossibilité d'identifier l'âge et les conditions de dépôt de celui-ci.

En ce qui concerne le domaine étudié, la recristallisation des carbonates est complète dans les échantillons situés à l'Est d'une ligne longitudinale passant approximativement par Ceillac et les sommets de Beaudouis et de Roche Gautier. Nous aurons donc à notre disposition, pour les déterminations stratigraphiques, soit les échantillons provenant de coupes situées à l'Ouest de cette ligne, soit certains échantillons situés à l'Est de cette ligne, mais ayant partiellement résisté au métamorphisme en raison de leur richesse en oxydes métalliques et/ou en phosphate.

2) La condensation sédimentaire peut être une source d'erreurs quand la position des échantillons dans la série n'est pas connue avec une extrême précision. Il est probable que ce phénomène de condensation a été à l'origine des erreurs et des imprécisions de datation concernant le Malm briançonnais, et en particulier le calcaire de Guillestre, effectuées dans la première moitié de ce siècle (voir chapitre I).

3) Le remaniement des faunes, fréquent dans le domaine d'étude, en raison de la morphologie complexe et de l'instabilité du fond, peut être une autre source d'erreurs de datation. Il faut être en particulier extrêmement attentif au cas des olistolites et des masses glissées où la succession des sédiments peut n'avoir pas été perturbée au cours du transport, et qui, en s'insérant harmonieusement dans la série sédimentaire hôte, peuvent mimer de fausses successions lithologiques.

4) La profondeur importante de certaines aires à certaines époques entraîne une dissolution de certains organismes et limite ainsi les possibilités de datation. Ainsi la partie des calcaires noduleux de Guillestre déposée sous le niveau de compensation de l'aragonite, et la partie des calcaires argileux du Crétacé supérieur déposée sous le niveau de compensation des foraminifères, ne

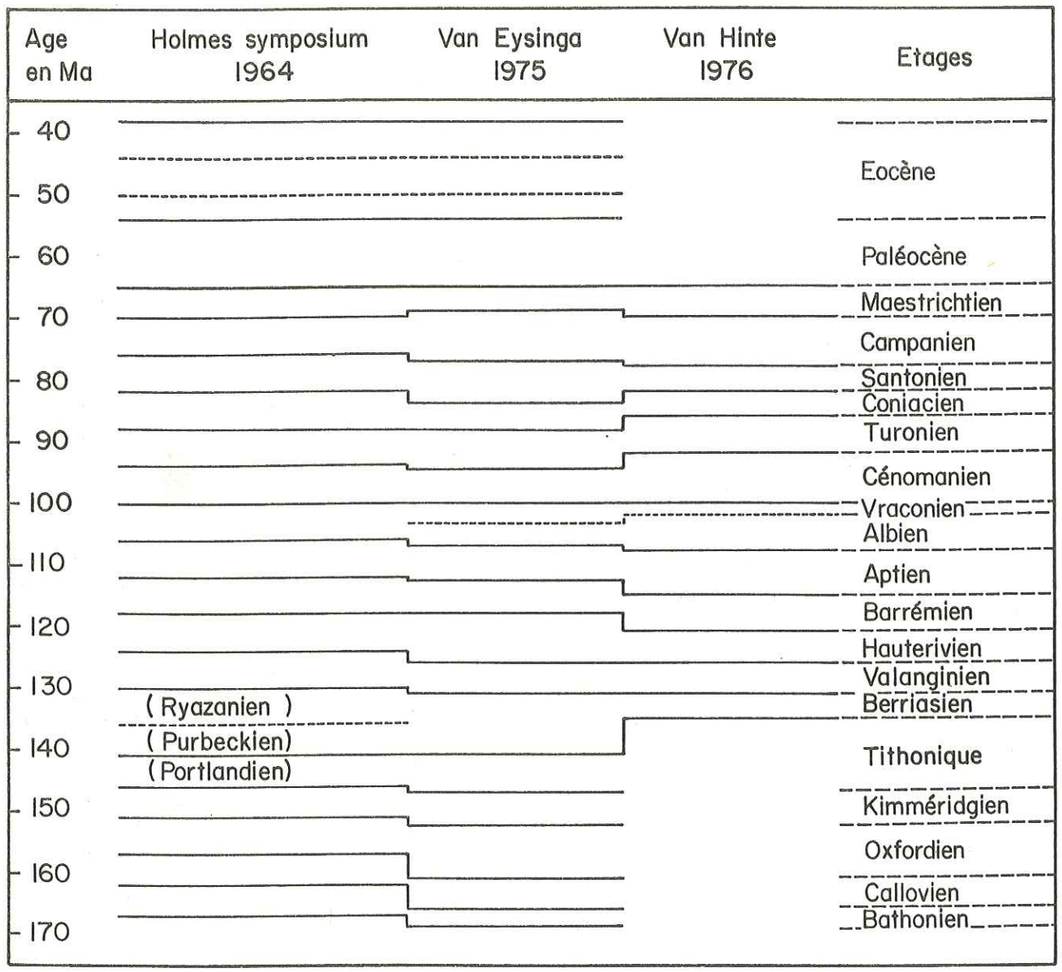


Fig. II-1 - Echelle de temps et nomenclature des étages employés.

L'échelle employée est celle de Van Hinte pour le Crétacé, celle de Van Eysinga pour le Jurassique supérieur et le début du Tertiaire.
L'appellation "Tithonique" a été préférée à "Portlandien", en raison de son emploi généralisé dans les études des forages DSDP.

peuvent plus être datées par leurs marqueurs stratigraphiques habituels, qui sont respectivement les ammonites et les foraminifères planctoniques.

II.2.2. La macrofaune.

Les macrofossiles pouvant servir à dater les sédiments ont été assez peu nombreux.

1) L'extension et l'abondance des *ammonites* sont limitées, nous venons de le voir, par la profondeur importante de dépôt qui a fréquemment entraîné la dissolution de leurs tests sur le fond de la mer. Les individus non dissous ont ensuite souvent été endommagés par la diagénèse intense, notamment dans le cas des calcaires noduleux, ou par le métamorphisme. Les datations par les ammonites sont donc assez rares. On peut noter néanmoins :

. l'attribution de la base du calcaire de Guillestre à l'Oxfordien moyen (révision d'échantillons anciens de la carrière de Guillestre, récolte de nouveaux échantillons au Rocher Roux, ENAY et al., 1979).

. l'attribution au Berriasien supérieur de la partie supérieure des calcaires noduleux du massif du Galibier (échantillons récoltés au "Gisement des Ammonites", ENAY et al., 1979).

. la datation du Tithonique inférieur terminal ou du Tithonique moyen (zone à *Fallauxi*) des lumachelles du Col du Lauzon, par révision de récoltes anciennes (BLANCHET, 1929 ; THIEULOY, 1963) ou à partir de récoltes nouvelles (ENAY et al., 1977).

2) L'extension des *Aptychi* et des rostres de bélemnites est beaucoup plus grande, mais il est difficile de récolter un échantillon déterminable, et lorsqu'il l'est, la datation n'est pas très précise.

II.2.3. La microfaune.

Les microfossiles les plus utilisés ont été d'une part les calpionelles, pour le Tithonique supérieur-Berriasien (dét. M. BOURBON), et d'autre part les foraminifères planctoniques, pour l'Aptien-Albien et le Crétacé supérieur (dét. M. CARON, J. SIGAL). Les foraminifères planctoniques du Tertiaire (Paléocène, Eocène inférieur et moyen), faute d'avoir pu être dégagés, n'ont pas été déterminés avec précision.

D'autres fossiles ont été employés, qui n'ont pourtant pas de valeur stratigraphique universelle reconnue. Cependant leur apparition et leur développement ont été assez courts dans le temps, ils ont participé à l'élaboration de faciès bien typés et ont été bien datés dans des domaines voisins, comme le domaine dauphinois, où les éléments de datation sont beaucoup plus nombreux qu'en Briançonnais : ils semblent donc pouvoir jouer le rôle de marqueurs stratigraphiques locaux. Ainsi seront utilisés :

. les *posidonomyes*, qui semblent se développer entre le Bathonien supérieur et l'Oxfordien inférieur (inclus) ;

. les *protoglobigérines*, développées essentiellement à l'Oxfordien supérieur (GIANOTTI, 1958 ; COLOM et RANGHARD, 1966 ; BIGNOT et GUYADER, 1966 ; BEAUDOIN, 1967).

. les *Saccocomidae*, qui apparaissent brutalement et en force au Kimméridgien inférieur, où ils prennent en quelque sorte le relais des protoglobigérines (BEAUDOIN, 1967), et restent très abondants jusqu'au début du Tithonique supérieur, au moment de l'apparition des calpionelles.

II.2.4. Les différentes "zones" stratigraphiques obtenues.

Les différentes "zones" stratigraphiques obtenues grâce à ces différents fossiles sont données par la figure II.2.

Certaines périodes sont bien datées et peuvent être assez finement subdivisées : c'est le cas du Tithonique supérieur-Berriasien, grâce aux calpionelles et aux ammonites, et du Crétacé supérieur, grâce aux foraminifères planctoniques. Par contre, certaines périodes comme le Crétacé inférieur sont démunies de marqueurs, à la fois en raison de l'absence de fossiles réellement caractéristiques, et en raison de la grande profondeur de dépôt des formations de cet âge, qui limite considérablement le nombre des organismes contenus par le sédiment.

II.3. DEFINITION DES FACIES ET DES MICROFACIES.

Il n'est pas de mon propos de parler ici de tous les faciès pélagiques rencontrés en Briançonnais, dont la plupart sont identifiés depuis longtemps sous un même nom employé par la majorité des chercheurs (ex : micrite, calcarénite, argilite, brèches et microbrèches etc.). Je veux donc seulement définir ici certains d'entre eux, soit parce qu'ils apparaissent dans la littérature internationale sous des noms divers, soit parce qu'ils avaient été désignés jusqu'alors sous un autre nom dans les ouvrages traitant du domaine briançonnais, soit encore qu'ils présentent quelque originalité.

II.3.1. Faciès

Radiolarites. Schistes ou argilites radiolaritiques.

J'appellerai radiolarite tout *sédiment* hypersiliceux d'origine non détritique et présentant une microfaune constituée essentiellement, voire exclusivement, de radiolaires. Les schistes ou les argilites radiolaritiques sont des radiolarites contenant une fraction argileuse importante.

Cherts.

J'appellerait chert toute roche hypersiliceuse *d'origine diagénétique*. Un chert ne contient pas de radiolaires, ni d'autres organismes, et montre des indices nets de remplacement du sédiment primitif par la silice (îlots résiduels) et de réorganisation des minéraux (rhomboèdres de calcite).

Calcaires argileux.

Si ce faciès banal est cité ici, c'est qu'il sera employé dans la suite de l'exposé pour désigner les faciès du Crétacé supérieur-Paléocène, qui avaient été désignés jusqu'ici sous d'autres noms ("marbres en plaquettes", "calcschistes planctoniques").

Nodules.

Ce mot désigne dans la nomenclature pétrographique deux objets sédimentaires bien différents et a été consacré par un long usage dans ses deux sens, qu'il me semble utile de redéfinir ici.

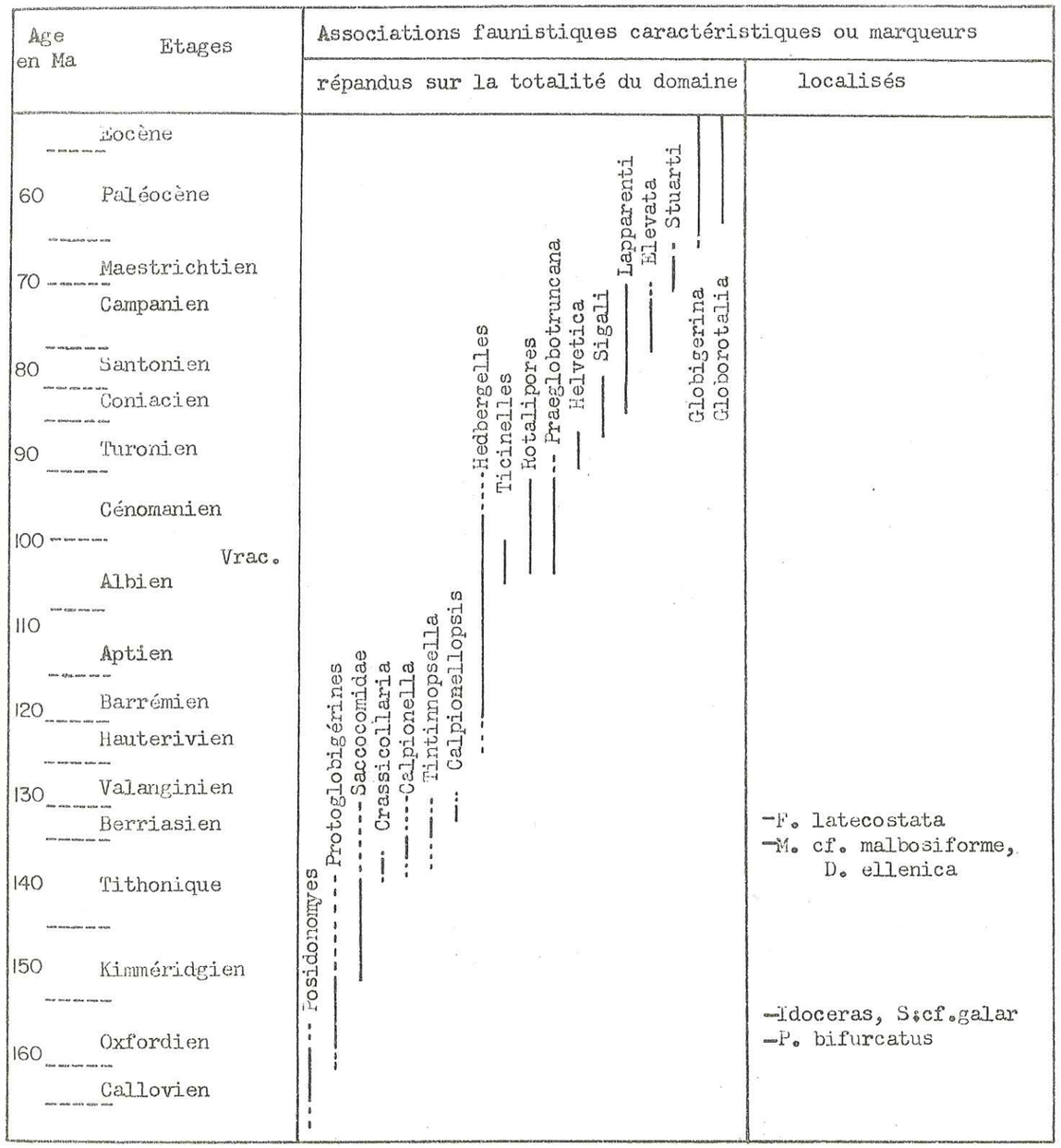


Fig.II.2. Principaux moyens de datation des sédiments briançonnais et caractérisation de différentes "zones" stratigraphiques.

Les données concernant les calpionelles sont fournies par J.REMANE (1963), celles concernant les foraminifères planctoniques par J.POSTUMA (1971) et J. SIGAL (communication orale) .

Les *nodules calcaires* sont, dans les calcaires noduleux, des amandes de quelques millimètres à quelques centimètres d'ordre de grandeur, enserrées dans une matrice stylolitique ou microstylolitique ferrugineuse ou argileuse.

Les *nodules minéralisés* (phosphatés ou polymétalliques) sont formés, autour d'un noyau, de concrétions grossièrement concentriques.

II.3.2. Microfaciès.

Sédiments siliceux.

Faute d'avoir pu trouver un nom approprié dans la littérature, j'appellerai *chert* le microfaciès des cherts, constitué de quartz microcristallin. Le microfaciès des calcaires siliceux, constitué de microcristaux de quartz et de calcite étroitement mêlés, sera désigné sous le nom de *micrite et chert* ou *micrite et microquartz*.

Sédiments calcaires.

Les *micrites nuageuses* sont constituées de micrite hétérogène, mais ne montrant pas de véritables intraclastes à bords francs.

Le microfaciès des calcaires argileux (Crétacé supérieur-Paléocène essentiellement), constitué de minces lentilles de micrite insérées entre des lits de chevelus microstylolitiques, sera appelé *micrite argileuse*.

Une *biomicrite* est une micrite où les bioclastes dépassent 10 % du volume total du sédiment.

II.4. LES COUPES.

Il a été levé environ 250 coupes d'inégale importance. La plupart d'entre elles sont données en annexe (tome 2). Ces coupes présentent trois degrés d'étude :

1) Certaines d'entre elles, en général situées en Briançonnais externe, sont très détaillées et tiennent lieu de référence pour tout ou partie d'une aire de sédimentation.

2) D'autres sont moins détaillées, soit en raison de la médiocre conservation des sédiments qu'elles présentent, soit en raison de similitudes marquées avec d'autres coupes bien étudiées par ailleurs.

3) Les coupes les moins étudiées sont en général situées dans les parties les plus internes du Briançonnais, où toute exploitation pétrographique était impossible en raison de la recristallisation des sédiments.

II.4.1. Situation.

La situation des différentes coupes étudiées est donnée par la figure XIII.1 (chapitre XIII). La figure XIII.2 tente de les situer dans le domaine briançonnais, reconstitué après dépliage des unités tectoniques.

II.4.2. Présentation.

Les coupes ne sont pas décrites dans le texte , mais sont représentées

avec des symboles figurant les faciès, les couleurs et les épaisseurs des différentes formations sédimentaires. Les plus détaillées d'entre elles comportent de plus un tableau synoptique rassemblant les principaux enseignements de l'étude sédimentologique, avec :

1) les figures sédimentaires
2) les microfaciès et les microfigures sédimentaires
3) le taux de carbonate estimé d'après l'étude pétrographique
4) les composants détritiques
5) les caractéristiques dues à la diagénèse
6) la composition de la microfaune
7) les enseignements qu'on peut tirer des points précédents sur :

. l'âge des sédiments

. le paléoenvironnement de dépôt (potentiel d'oxydoréduction, profondeur du fond au moment du dépôt).

Un bref commentaire situé en face de ces coupes souligne les points importants, ou les éléments qui n'ont pu être figurés dans le tableau.

II.5. LES AIRES DE SEDIMENTATION.

Il sera souvent question, dans le texte, des différentes aires de sédimentation du domaine briançonnais, avant qu'elles ne soient définies au chapitre XIII par la répartition des critères sédimentologiques ; c'est pourquoi il m'a semblé utile de les nommer et de les situer ici.

On a distingué, dans le domaine briançonnais, 13 aires de sédimentation différentes, dont les caractéristiques et la superficie ont pu varier au cours du temps : les aires dites de Roche Charnière, de Champcella, des Aiguillons, de Peyre-Haute, de Beaudouis, de Souliers, du Galibier, des Cerces, de Queyrellin-Tête Noire, de Briançon, du Fort de l'Olive, du Grand Bois, de Grand Bois-Olive (fig. XIII.3). La figure XIII.4 donne une estimation de la position et de l'étendue de ces différentes aires dans le domaine briançonnais de l'époque.

CHAPITRE III - LES SEDIMENTS CARBONATES

	Page
III.1. LES CALCAIRES HOMOGENES	27
III.1.1. Position dans la série	27
III.1.2. Description	27
III.1.3. Mode de dépôt	28
III.2. LES CALCAIRES LITES	28
III.2.1. Généralités	28
III.2.2. Les calcaires à cherts	28
III.2.2.1. Position dans la série	28
III.2.2.2. Description	29
III.2.2.3. Mode de dépôt	29
III.3. LES CALCAIRES NODULEUX	30
III.3.1. Position dans la série	30
III.3.2. Description	31
III.3.3. Composition minéralogique	33
III.3.4. Composition chimique	33
III.3.5. Genèse des calcaires noduleux briançonnais	33
III.3.5.1. Diagénèse	34
III.3.5.2. Mode de dépôt	35
III.3.5.3. Genèse proposée pour les calcaires de Guillestre	37
III.3.5.4. La répartition sur le fond marin et la place dans la colonne stratigraphique des calcaires de Guillestre : deux arguments pour le modèle de sédimentation proposé	39
III.3.6. Les différentes théories sur la formation des calcaires noduleux	40
III.3.6.1. Nodularisation par diagénèse précoce	40
III.3.6.2. Nodularisation par évolution diagénétique d'un sédiment préalablement fragmenté	41
III.3.6.3. Nodularisation par action des courants	41
III.3.6.4. Nodularisation par dissolution sous-marine	42
III.3.6.5. Nodularisation du carbonate par compression (diagénèse précoce et surtout tardive)	42
III.3.7. Conclusion	43
III.4. LES CALCAIRES ARGILEUX	43
III.4.1. Position dans la série	43
III.4.2. Description	44
III.4.3. Minéralogie	44
III.4.4. Composition chimique	44

CHAPITRE III. LES SEDIMENTS CARBONATES

Les sédiments pélagiques carbonatés briançonnais peuvent être classés en quatre groupes :

1) les calcaires homogènes
2) les calcaires lités, avec ou sans cherts
3) les calcaires noduleux, dits "de Guillestre"
4) les calcaires argileux.

Chacun de ces types de sédiments fait l'objet d'une partie de ce chapitre avec les descriptions successives de (1) sa position dans la série pélagique briançonnaise, (2) ses faciès et microfaciès, (3) ses compositions minéralogiques et chimiques, (4) son mode de dépôt. La partie concernant les calcaires noduleux sera spécialement développée et comprendra une rapide revue bibliographique sur les principales théories de formation des calcaires noduleux connues à ce jour.

III.1. LES CALCAIRES HOMOGENES.

Un calcaire est homogène lorsqu'il ne présente aucune hétérogénéité, donc a fortiori pas de stratifications ni de figures sédimentaires. Quand il est pélagique, comme c'est le cas ici, il ne peut résulter que d'une pluie fine et régulière de particules sédimentaires sur un fond marin plat et protégé de toute perturbation extérieure (courants, apports terrigènes etc.) ; ce cas idéal ne se présente bien sûr jamais, tout au moins sur de longues périodes, mais certains faciès s'en rapprochent, que je vais succinctement décrire maintenant.

III.1.1. Position dans la série.

En Briançonnais, on les trouve préférentiellement au Tithonique supérieur (le Tithonique inférieur présente encore selon les points certains caractères de nodularisation ou de stratification) et au Berriasien inférieur : il s'agit du calcaire à calpionelles des auteurs. Dans les séries lacunaires, ce calcaire homogène fait suite progressivement aux calcaires noduleux oxfordiens et kimméridgiens, et passe ensuite vers le haut, progressivement mais rapidement, aux calcaires noduleux du Crétacé inférieur ; dans le cas, très fréquent, où ceux-ci sont absents, il est recouvert directement par les croûtes minéralisées marquant la lacune du Crétacé inférieur.

On peut également trouver de tels calcaires, le plus souvent à l'état de lentilles ou de bancs minces entre deux encroûtements, à l'Aptien-Albien, au Cénomanien, au Turonien (aire de Peyre-Haute, voir par ex. Saint-Crépin), ou à un âge plus récent encore (aire Grand Bois-Olive, voir par ex. carrière de la Lame). Nous verrons, au chapitre XIII, l'importance sédimentologique de ce fait.

III.1.2. Description.

Macroscopique

Ce sont des calcaires à cassure franche, à pâte fine et homogène, de

couleur beige à gris-rose dans les séries lacunaires, et plus sombre, grise, gris-bleu à gris-noir, dans les séries apparemment continues.

Microscopique et minéralogique

La *calcite* micritique en est le constituant quasi exclusif. Seuls peuvent apparaître, perdus dans la pâte et très rares, quelques points de pigmentation *hématitique* et de minuscules *quartz* néoformés de formes irrégulières et d'aspect calcédonieux.

Composition chimique

La principale caractéristique de ces calcaires est, outre bien sûr leur grande richesse en CaO et en CO_2, une extrême pauvreté en éléments traces. Pour plus de précisions, on se reportera au chapitre VIII.

III.1.3. Mode de dépôt

Plus homogènes et présentant moins de figures sédimentaires, en particulier moins de figures de remaniements, que les niveaux sus et sous-jacents, ne recevant de surcroît pratiquement aucun apport argileux, les calcaires du Tithonique supérieur-Berriasien inférieur doivent être considérés comme des sédiments déposés en période de stabilité relative et à l'abri de tout apport terrigène, aussi fin soit-il.

De la même manière, les sédiments présentant ce même faciès et déposés sur certains points de l'aire de Peyre-Haute à la fin du Crétacé inférieur ou au début du Crétacé supérieur, et sur certains points de l'aire Grand Bois-Olive pendant tout le Crétacé supérieur, indiquent un dépôt sur des aires hautes, à l'abri des apports argileux qui tendent à se généraliser à ces époques.

III.2. LES CALCAIRES LITES.

III.2.1. Généralités

Je ne détaillerai pas ici ce faciès relativement banal, dont d'éventuelles propriétés particulières seront signalées, point par point, soit lors de la description des coupes (tome 2), soit dans l'argumentation des reconstitutions paléogéographiques (chap. XIII). Il faut signaler toutefois l'importance qu'a leur répartition, assez étroitement liée aux points bas de la morphologie du fond marin de l'époque. De plus un faciès particulier des calcaires lités, les calcaires à cherts, dont il sera fait également mention par ailleurs (chap. IV), mérite un développement particulier.

III.2.2. Les calcaires à cherts

III.2.2.1. Position dans la série.

Il existe essentiellement deux périodes de dépôt de calcaires à cherts, correspondant respectivement aux calcaires à zones siliceuses inférieurs et supérieurs des auteurs : le Kimméridgien-Tithonique inférieur d'une part, le Crétacé inférieur (Berriasien supérieur-Valanginien à Vraconien) d'autre part ; ces deux formations de calcaires à cherts lités sont séparées par une formation plus

massive contenant des cherts plus fragmentaires. Cette formation (Tithonique supérieur-Berriasien inférieur) pourrait provenir de la transformation de calcaires à cherts primitivement lités dont le glissement sur le fond marin a abouti à deux conséquences : mélange et homogénéisation des boues calcaires non indurées, fragmentation des lits de cherts déjà indurés.

III.2.2.2. Description.

Description macroscopique

Ce sont des calcaires à cassure franche, de couleur grise à gris-bleu ou gris-noir, et de patine également grise ou gris-bleu, mais plus claire. Les bancs ont une épaisseur de 1 à 10 cm en moyenne, alternant avec ou contenant des lits de cherts également gris ou gris-bleu. La figure IV.1 montre diverses géométries des cherts et leur emplacement dans les bancs calcaires.

Description microscopique et minéralogique (Pl. XII, ph. 1, 2, 3, 4, 5)

La *calcite* micritique est prépondérante. Le *quartz*, concentré dans les cherts associés, est assez rare dans les calcaires où il se mêle cependant parfois, sous la forme de microcristaux, à la micrite (chert naissant ou avorté). La pâte calcaire est parsemée çà et là de quelques cristaux automorphes de *pyrite*.

Deux microfaciès alternent : l'un, supposé autochtone ou subautochtone, est constitué de micrite fine et contient une microfaune composée essentiellement de radiolaires maintenant calcitisés, et de rares débris d'*Aptychi* et de crinoïdes. Le deuxième microfaciès est plus grossier : dans la formation inférieure, il s'agit d'une calcarénite constituée de *Saccocomidae* (Pl. XII, ph. 2, 3, 4 et 5); dans la formation supérieure, ce deuxième faciès, plus rare, est une microbrèche à éléments de crinoïdes, clastes de carbonates triasiques, gravelles diverses.

Composition chimique

Les résultats des analyses chimiques effectuées sur des calcaires à cherts sont donnés en annexe p. 350 , et au chapitre VIII.

La composition chimique des calcaires à cherts est très proche de celle des calcaires homogènes précédents, avec toutefois un taux de silice légèrement supérieur (2 % environ), et des taux d'éléments traces légèrement supérieurs. L'analyse chimique confirme le faible taux d'argiles, constaté au microscope, de ces calcaires (de l'ordre de 1 %).

III.2.2.3. Mode de dépôt.

Des principales caractéristiques présentées par les calcaires à cherts, on peut tirer quatre points essentiels concernant leur mode de dépôt :

1) Une bonne partie de la formation a été mise en place après un transport, peut-être important, de particules.

C'est le cas en particulier des calcarénites et des microbrèches citées plus haut. Cette propriété est à opposer à celles du faciès synchrone, le calcaire noduleux, dont les propriétés semblent indiquer des remaniements par transport beaucoup plus court, et en masse (clastes, glissements de sédiments).

2) L'environnement était plutôt réducteur.

En effet, la non-oxydation des matières carbonées a pu avoir deux origines, soit une sédimentation dans un milieu réducteur ou neutre, soit un enfouissement rapide de ces matières, qui les a préservées de l'oxydation, même en milieu ambiant oxydant. Les caractéristiques des calcaires à cherts semblent beaucoup plus en accord avec le premier processus qu'avec le deuxième. En effet, a) le deuxième processus requiert des taux de sédimentation assez élevés, ce qui n'est pas le cas, nous le verrons (chap. XII) des taux des calcaires à cherts, sauf peut-être à l'échelle du banc ; b) si le milieu ambiant avait été oxydant, il aurait dû en subsister des traces dans la succession sédimentaire, sous la trace de niveaux rouges, ce qui n'est jamais le cas dans les calcaires à cherts, sauf en cas de passage latéral à une série de haut-fond.

3) La profondeur du fond était relativement importante.

La principale caractéristique de ces calcaires est une microfaune relativement rare et surtout d'une grande monotonie. Ainsi, à Soureliou, on peut noter une prédominance des radiolaires et de débris de squelettes calcitiques relativement compacts (tels que les *Saccocomidae* par ex.) sur les organismes à tests calcitiques de formes plus graciles (protoglobigérines et globigérines, calpionelles) et une absence totale d'organismes à tests aragonitiques (ammonites et gastéropodes), excepté dans les niveaux remaniés. Cette composition particulière de la faune semble être la conséquence de deux conditions de dépôt simultanées : un relatif confinement (voir plus haut) et une profondeur importante, voisine (légèrement plus haute ou plus basse selon les lieux) de la profondeur de compensation des foraminifères.

4) La morphologie du fond marin était probablement moins accidentée que celle qui supportait le calcaire de Guillestre, mais pouvait en certains points présenter des pentes douces, comme l'attestent d'assez fréquents indices de glissements de sédiments (coupes de Soureliou, de l'Aiguillas, du Serre de la Garde, pl. V, ph. 3, 4 et 5).

En bref, les calcaires à cherts se sont déposés pour une partie en pluie fine de particules sédimentaires autochtones, pour l'autre en coulées turbiditiques et calcarénitiques, dans des sillons relativement confinés, peu accidentés, mais pouvant par places présenter des pentes douces.

III.3. LES CALCAIRES NODULEUX.

III.3.1. Position dans la série

Les calcaires noduleux du Briançonnais se rencontrent selon les points à deux niveaux dans la série : 1) à l'Oxfordien moyen-Kimméridgien et, 2) au Crétacé inférieur (avec au moins le Berriasien reconnu). Les premiers, les plus répandus, se situent juste au dessus du Dogger ou du Trias, dont ils sont séparés par une discontinuité majeure de sédimentation, marquée souvent par un hard-ground et/ou un encroûtement minéralisé (Fe, Mn, P), et sous les calcaires plus homogènes du Tithonique-Berriasien auxquels ils passent progressivement. Les autres font suite à ces mêmes calcaires massifs ou lités du Tithonique-Berriasien et sont limités vers le haut par une nouvelle discontinuité majeure de sédimentation (lacune au moins partielle du Crétacé inférieur), soulignée en général par une croûte siliceuse et phosphatée ; ils ne sont bien développés qu'en de rares points, comme aux Rochers Plats du Lac Blanc ; ailleurs, il sont beaucoup moins abondants et

n'apparaissent qu'à l'état de minces placages (Rocher Blanc, Grand Aréa, Pisse-Partias, Montbrison S).

III.3.2. Description

Description macroscopique

Le calcaire de Guillestre est constitué d'amygdales ou de nodules (1) de calcaire micritique beige, rosé ou gris-rosé, d'une dimension maximum de quelques millimètres à quelques centimètres, enserrés dans une "matrice" rouge, brune ou brun-rouge, exceptionnellement verte, en général fortement ferrugineuse et souvent également argileuse (Pl. III, ph. 1, 2 et 3). Ces nodules sont le plus souvent allongés parallèlement à la stratification ; malgré l'état d'étirement tectonique de certaines coupes, il semble que cette disposition soit due à la compaction des sédiments ou à la forme originelle des hétérogénéités qui ont préfiguré les nodules. L'aspect du calcaire varie considérablement en fonction de l'abondance des argiles ; mal aggloméré lorsque celles-ci sont abondantes, il peut prendre dans les cas extrêmes un faciès calcschisteux ; par contre il devient massif lorsque les nodules ne sont séparés que par un réseau de surfaces stylolitiques (Pl. III, ph. 2).

Le calcaire de Guillestre est en général très mal stratifié, excepté en certains points, en raison d'un remaniement général des sédiments (ex. Rochers Plats du Lac Blanc, Pl. IV, ph. 1).

Dans certaines régions, il peut être extrêmement fossilifère et contenir des ammonites, des bélemmites, des *Aptychi* (Pl. IV, ph. 2, 3 ; pl. X, ph. 3, 4). Ailleurs, la faune semble absente : nous en verrons la raison dans le chapitre X.

Description microscopique (Fig. III.1 et III.2)

Le calcaire noduleux est formé d'amandes calcaires séparées par un réseau internodulaire.

1) Les amandes sont constituées de micrite calcaire à faune pélagique prédominante (radiolaires, *Aptychus*, souvent ammonites, et selon l'âge posidonomyes, protoglobigérines, *Saccocomidae* ou calpionelles) ; il s'y adjoint, dans une proportion moindre, certains organismes benthiques (entroques prédominantes, lenticulines, spirillines, éventuellement gastéropodes et ostracodes) ; tous ces organismes sont très souvent brisés.

2) Le réseau internodulaire est constitué d'un matériel plus ou moins brun, dont la composition varie entre trois pôles dominants : l'oxyde de fer, l'argile et le calcaire. Lorsque le premier est prédominant, le réseau internodulaire se réduit à un lacis de minces filets opaques, d'aspect fréquemment stylolitique (Pl. XVI, ph. 1 et 2). Lorsque le deuxième prédomine, le réseau internodulaire devient transparent et se réduit à un mince filet argileux aux contours flexueux (Pl. XVII, ph. 5 et 6). Lorsqu'enfin c'est le calcaire qui prédomine, la matrice, alors beaucoup plus abondante, ne se distingue des nodules

---

(1) Je continuerai à employer ici ce mot, consacré par l'usage, bien qu'il soit fâcheusement ambigu, étant donné qu'il désigne aussi un autre objet sédimentaire, très recherché et très étudié ces dernières années : le nodule minéralisé, formé d'encroûtements concentriques autour d'un noyau (voir chapitre VI).

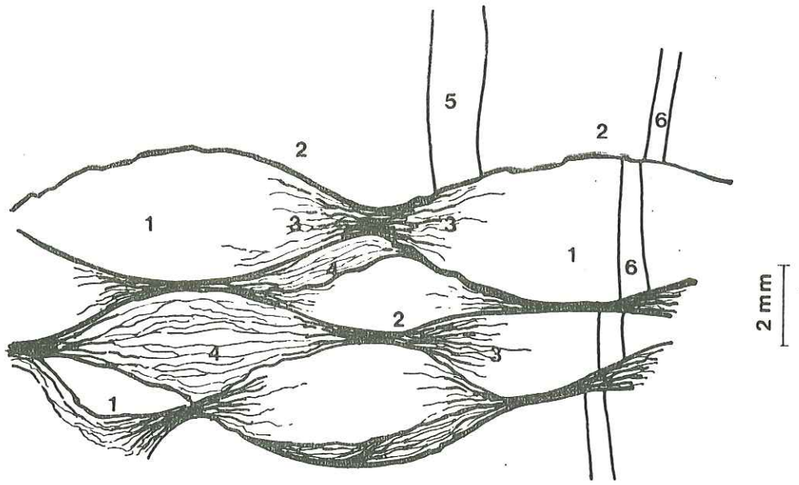


Fig. III.1. Microfaciès des calcaires noduleux.

1 : Nodules. 2 : Stylolites. 3 : Chevelu stylolitique se dispersant progressivement dans le nodule. 4 : Internodulaire de composition mixte : micrite sillonnée d'un réseau de microstylolites. 5 et 6 : Filons de calcite décalés ou interrompus au contact des surfaces stylolitiques.

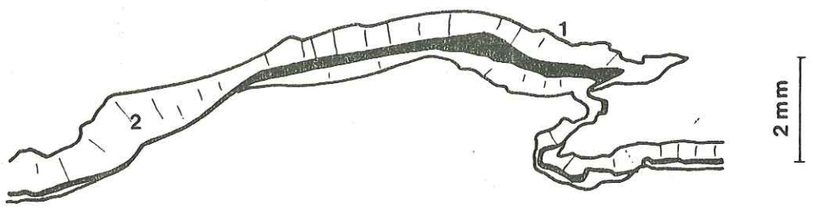


Fig. III.2. Recristallisations de calcite au contact des stylolites.

En général les cristaux de calcite s'ordonnent de façon symétrique par rapport au stylolite (1). Localement cependant ils peuvent ne se développer que d'un côté (2).

que par une légère pigmentation, occasionnée par un lacis de microstylolites d'épaisseur infime, de l'ordre du micron (Pl. XVI, ph. 1 ; Pl. XVII, ph. 2 et 3). Le cas intermédiaire le plus fréquent est celui d'un réseau internodulaire assez carbonaté, également fortement pigmenté et parcouru par un chevelu plus ou moins dense de minuscules stylolites hématitiques (Pl. XVI, ph. 1).

Les limites entre nodules et espaces internodulaires peuvent être franches, comme c'est en général le cas lorsqu'elles sont à peu près parallèles à la stratification. Par contre, les limites subperpendiculaires à la stratification, qui constituent le passage latéral d'un nodule au réseau internodulaire, ne sont pas nettes : la transition s'effectue alors par dispersion du chevelu de microstylolites hématitiques dans la micrite du nodule (fig. III.1). Cette disposition résulte directement du processus de genèse des calcaires noduleux (voir ci-dessous).

III.3.3. Composition minéralogique

Nodules

La *calcite micritique* y est largement prédominante ; elle peut être parsemée : 1) de minuscules amas hématitiques (pigment), 2) de très petits quartz xénomorphes, à extinction souvent roulante, voire radiée et rappelant en cela la calcédoine, et 3), plus rarement, de petits plagioclases probablement albitiques.

Réseau internodulaire

L'*hématite* est sinon toujours prépondérante, du moins la plus apparente en raison de sa couleur. Elle est accompagnée, dans des proportions variables, d'*illite* et plus rarement de *chlorite* (dét. RX). La calcite est surtout présente à l'état micritique dans les parties internodulaires claires (voir supra) et à l'état spathique en bordure des stylolites hématitiques (fig. III.2 et Pl. XVI, ph. 2) ; dans ce dernier cas il faut voir là l'effet de recristallisations tardives de la calcite dans une zone de circulation préférentielle des fluides.

III.3.4. Composition chimique

Les calcaires noduleux présentent, par comparaison avec les calcaires "homogènes" ou "purs", un enrichissement (1) en SiO_2 et en Al_2O_3, dû à un taux légèrement supérieur en argiles, (2) en Fe_2O_3, dû au taux supérieur à la fois en argiles et en oxydes, (3) en MnO. Les taux en éléments traces, et surtout en Ba, Co, Ni, sont également plus forts, probablement liés au taux de manganèse. La teneur en Fe_2O_3 reste cependant faible eu égard à la couleur dominante rouge ou rose de la roche. Pour plus de détails, on se reportera aux résultats, portés en annexe (tome 2, p. 358) et au chapitre VIII, § 3.4.

III.3.5. Genèse des calcaires noduleux briançonnais

Nous étudierons d'abord le rôle joué par la diagénèse dans la nodularisation du sédiment ; nous serons mieux à même ensuite de reconstituer son mode de dépôt et les conditions qui y ont présidé.

III.3.5.1. La diagénèse.

L'examen micrographique permet de noter quatre caractéristiques majeures, conséquences de l'évolution diagénétique des calcaires de Guillestre.

1) Certains filonnets de calcite parcourant les nodules sont interrompus ou décalés au contact des zones internodulaires (fig. III.1 ; Pl. XVI, ph. 2). Des figures analogues ont souvent été signalées dans la littérature, où elles ont été interprétées comme résultant de fissures ouvertes sous contraintes mécaniques affectant séparément les nodules déjà indurés et individualisés (JENKYNS, 1974 ; SCHLAGER, 1974 ; TUCKER, 1974) ; cependant cette interprétation ne peut s'appliquer au cas de filons traversant *deux* ou *plusieurs* nodules et légèrement décalés par les zones internodulaires comme celà s'observe fréquemment dans les calcaires de Guillestre. Il ne peut s'agir alors que de phénomènes de fissuration affectant la roche toute entière, déjà indurée et qui se modifiera encore profondément par la suite (nodularisation ou accentuation du caractère noduleux). Les décalages s'expliquent alors soit par le raccourcissement des zones internodulaires après diagénèse (départ de calcaire), soit par de légères rotations différentielles des nodules. Dans tous les cas l'existence de ces filons prouve une transformation importante de la roche après son induration.

2) Dans les espaces internodulaires, les fossiles et les microfossiles sont dissous à leur périphérie (Pl. XVII, ph. 3).

3) Les fossiles situés à la périphérie des nodules sont tronqués brutalement au contact des zones internodulaires.

4) On observe très généralement un passage progressif des zones internodulaires ferrugineuses aux plages micritiques (nodules) par dispersion du chevelu hématitique, puis amincissement jusqu'à disparition des microstylolites qui le constituent (fig. III.1).

Ces quatre *faits d'observation très généraux* semblent indiquer une diagénèse assez intense, qui peut être définie en trois points :

1) Les espaces internodulaires ont été parcourus par des fluides, qui dissolvaient le calcaire.

2) Ces mêmes espaces ont été, dans le même temps, enrichis en oxyde de fer et en argiles. Cet enrichissement est a) soit relatif et dû à la diminution de la fraction carbonatée, ce qui implique alors une très grande quantité de calcaire dissous ; b) soit absolu et dû à des apports d'ions capables de nourrir des oxydes de fer et de provoquer la néoformation d'argiles ; cette dernière théorie a le mérite de ne pas impliquer un trop grand volume de calcaire dissous, mais reste très difficile à concevoir, en raison de la faible mobilité des ions ferriques et alumineux.

3) Une part importante de ces migrations a eu lieu assez tardivement, après induration complète du sédiment.

Une certaine diagénèse, assez tardive, a donc pris une part active dans la nodularisation, ou dans l'achèvement de la nodularisation, du calcaire de Guillestre. Nous allons voir, en abordant maintenant l'étude du mode de dépôt de ce calcaire, qu'un autre type de diagénèse plus précoce a tenu également un rôle capital, mais cette fois au stade initial de la nodularisation.

III.3.5.2. Mode de dépôt

La figure III.3 résume, dans sa colonne I, les principales caractéristiques des calcaires noduleux briançonnais que j'ai étudiés. Ces caractéristiques permettent de reconstituer certaines conditions régnant lors du dépôt (col. 2), certains modes de dépôts particuliers (col. 3), la morphologie de l'aire de sédimentation (col. 4), son instabilité (col. 5) et d'estimer dans certains cas l'intensité des diagénèses précoces (col. 6). La genèse des calcaires noduleux peut alors être résumée en six points principaux :

1) *Le fond marin était accidenté et instable.*

En effet, même en faisant abstraction de leur caractère noduleux, les calcaires de Guillestre restent hétérogènes, avec de nombreux éléments remaniés et des figures sédimentaires diverses. Une partie de ces figures (certains nuages, certains hard-grounds) peuvent avoir dû leur origine à l'action de courants sur une aire de sédimentation en relief. Les autres sont probablement dûs au glissement de sédiments en position instable sur des fonds accidentés (pentes, gradins, hauts de talus). Ces glissements ont été accompagnés (1) dans le cas de sédiments partiellement indurés, de dépôts de clastes plus ou moins mous à l'aval du glissement, de déformations fluidales au coeur de la masse glissée et, à l'amont, d'ouvertures de fissures qui ont donné les filons sédimentaires ; (2) dans le cas de sédiments non indurés, de nuages de resédimentation et de brassage des sédiments. Lorsque les pentes étaient trop fortes pour que les sédiments puissent y rester, il s'y formait des hard-grounds tout à fait comparables aux précédents.

Les reliefs du fond, dans leur majorité, étaient probablement dûs à une tectonique antérieure (effondrement de la plate-forme briançonnaise), mais devaient continuer à jouer, comme le prouve la présence de lithoclastes appartenant au substratum jurassique moyen ou triasique, et même werfénien ou permien, dans les domaines les plus affectés par la tectonique.

L'absence quasi totale de terrigènes (excepté à l'Oxfordien et en certains points) confirme l'hypothèse d'un lieu de sédimentation relativement élevé, en tout cas isolé des apports continentaux.

2) *Les distances de transport post-dépôt sur le fond étaient plutôt courtes.*

En effet, dans le cas très fréquent où le calcaire de Guillestre contient des sédiments remaniés, ceux-ci se présentent toujours sous la forme de clastes, de masses glissées ou de nuages de particules ; ils s'ordonnent rarement en stratifications nettes et ne montrent pas de granuloclassements ; leur distance de transport semble donc avoir été plutôt courte, à l'opposé par exemple de la distance parcourue par certaines coulées turbiditiques (voir calcaires à cherts, même chapitre).

3) *La profondeur de sédimentation était variable selon les lieux.*

Qu'il ait été déposé au-dessus ou au-dessous des divers niveaux de compensation, et en particulier de celui de l'aragonite, dont la position y détermine l'absence ou la présence d'ammonites, le calcaire noduleux de Guillestre apparaît sous un faciès sensiblement identique. En d'autres termes la profondeur ne semble pas être un facteur favorisant la nodularisation, comme l'ont proposé certains (voir III.3.6.4).

Déductions concernant :					
caractéristiques	le milieu	le mode de dépôt et de remaniement	la morphologie de l'aire de sédimentation	la tectonique synsédimentaire	la diagénèse
Prédominance de faune pélagique - Présence de faune benthique	Milieu pélagique soumis à influence benthique				
Hards-grounds intraformationnels, lacunes sédimentaires, condensations.		Présence de courants - Glissements synsédimentaires	Reliefs, pentes plus ou fortes	Eventuelle	Induration précoce
				Distension possible	
Présence de nuages de resédimentation, d'intraclastes mous et durs, de faisceaux contournés, de figures géotropes non concordantes, prédominance de faune brisée.		Remaniements par courants et/ou par glissements sédimentaires			
Présence de filons sédimentaires		Présence éventuelle de glissements de sédiments à l'aval			
Absence de granuloclassements, rareté des stratifications		Transport plutôt court, en masse		Probable	
Présence de clastes exotiques (carbonates de Trias pour l'essentiel)			Aires de sédimentation dominées par des reliefs		
Faune variable en qualité et quantité Absence ou présence suivant les cas d'ammonites et de gastéropodes	Profondeur de sédimentation variable : au-dessus ou au-dessous de l'ACD				
Couleur rouge dominante	Milieu oxydant				

Fig. III-3 - Principales caractéristiques des calcaires noduleux briançonnais, et les enseignements qu'on peut en tirer sur leur milieu et leur mode de dépôt, la morphologie des aires de sédimentation, la présence ou l'absence de tectonique synsédimentaire pendant ou après leur dépôt, leur diagénèse.

4) *Le milieu de sédimentation était probablement oxydant,* comme le suggère la couleur dominante rouge du calcaire de Guillestre, même si celle-ci a pu être largement accentuée au cours de la diagénèse ; l'idée d'un milieu de sédimentation oxydant est d'ailleurs en bon accord avec les points 1, 2 et 5.

5) *La diagénèse était précoce et rapide* et entraînait une induration du sédiment : celle-ci est expressément mise en évidence par la présence d'intraclastes anguleux et de filons sédimentaires intraformationnels (Pl. X, ph. 1, 2, 3, 4), par l'existence dans un même échantillon de figures géotropes non concordantes entre elles (ce qui implique l'induration des culots de vase contenus dans les cavités d'organismes avant le remaniement de ces derniers), et enfin par les déformations plastiques occasionnées par les glissements synsédimentaires.

6) *Une diagénèse plus tardive, ainsi peut-être que le métamorphisme alpin, a accentué l'hétérogénéité des sédiments :* en effet, un réseau de stylolites et de chevelus microstylolitiques a pris appui sur les surfaces d'hétérogénéité primitives du sédiment (contours d'intraclastes, de filons, d'organismes, de nuages de boues) et a ainsi accentué la nodularisation.

III.3.5.3. Genèse proposée pour les calcaires de Guillestre.

En résumé, les calcaires noduleux de Guillestre se sont formés en quatre phases principales et approximativement successives, les phases 2 et 3 pouvant être cependant simultanées.

1) *Sédimentation*

La sédimentation des futurs calcaires noduleux de Guillestre a eu lieu en milieu pélagique et très vraisemblablement oxydant, à l'abri des apports continentaux, sur une aire accidentée de pentes et relativement en relief (hauts-fonds, partie supérieure de pentes, gradins).

2) *Induration*

L'existence de filons sédimentaires intraformationnels et de nombreux intraclastes, parfois anguleux, redéposés dans une matrice de même âge, implique une induration rapide du sédiment, probablement à l'interface eau-sédiment ou près de cette surface. De telles indurations précoces ont été fréquemment citées dans la littérature au sujet des "hard-grounds" ou "fonds durcis" ou des sédiments de type Ammonitico Rosso. Les différents auteurs ont proposé, pour expliquer ce phénomène, une précipitation autour de nucléus ou dans les pores du sédiment (cimentation), sur un fond recevant peu de sédiments pendant une longue période, ce qui permettait de lentes réactions chimiques ; les avis diffèrent cependant sur la nature du minéral formé : aragonite (BERNER, 1971 ; MILLIMAN, ROSS et KU, 1969), calcite magnésienne (BERNER, 1971 ; MUELLER et FABRICIUS, 1974 : MILLIMAN, 1966 ; FISCHER et GARRISON, 1967 ; MARLOWE, 1971), calcite (FISCHER et GARRISON, 1967). R. BERNER (1971) précise que le processus ne peut se dérouler qu'en circuit ouvert (ions apportés de l'eau de mer dans les sédiments) ; ceci pourrait expliquer que le phénomène n'ait affecté que la surface des sédiments et qu'il ait été plus fréquent dans les sables que dans les boues.

3) *Création des hétérogénéités.*

Les hétérogénéités présentées par le sédiment ont eu quatre causes essentielles :

a) la morphologie du fond marin :

Les sédiments accumulés en équilibre instable sur des pentes inclinées de quelques degrés se sont écroulés sous l'effet de la seule gravité ou de secousses sismiques. Les masses glissées comportaient, selon l'ampleur du glissement et le degré d'induration du sédiment, des intraclastes durs ou mous, des nuages de boues, des déformations d'allure fluidale. Les distensions locales qui ont résulté de ces glissements ont provoqué, à l'amont des loupes d'arrachement, l'ouverture de fissures dans la couche sédimentaire, qui ont ensuite été remplies par les sédiments postérieurs (filons sédimentaires intraformationnels, Pl. X, ph. 1, 2, 3, 4).

b) La bioturbation :

Il est en général impossible de prouver de façon certaine l'origine biogénique de certaines hétérogénéités ; il est cependant probable qu'une partie des "fenêtres" et des *stromatactis* décrits au chapitre VII font partie de cette catégorie.

c) l'action des courants :

Les courants affectent des sédiments légèrement indurés qu'ils remanient en nuages ; ils ont pu aussi avoir une action érosive sur des sédiments plus indurés et être à l'origine de certains hard-grounds, comme ceux qui sont visibles aux Rochers Plats du Lac Blanc et qui supportent de nombreux rostres de bélemnites orientés.

d) les secousses sismiques :

L'existence des secousses sismiques ne relève certes que de l'hypothèse mais elle est plausible. Les présomptions en leur faveur sont en effet très générales, communes à toute la Téthys et à l'Atlantique central entre autres, et débordent largement du cadre du Briançonnais. On retrouve là l'opinion de G. LUCAS (1966) qui tenait les secousses sismiques et les tsunamis qui en résultent pour des agents essentiels de lacunes sous-marines et de hard-grounds. L'action de telles secousses a pu être primordiale, non seulement pour déclencher des glissements de sédiments sur des pentes, même faibles, préexistantes ou nouvellement créées, mais pour fragmenter, sur des pentes très faibles ou nulles, des couches de sédiments au moins partiellement indurées.

4) *Diagénèse*

La diagénèse des calcaires noduleux de Guillestre peut être comprise comme une compaction différentielle et une dissolution par compression d'un sédiment diversement induré et perméable. Des microstylolites se sont créés préférentiellement le long des surfaces de discontinuité du sédiment, telles que bordures de clastes, de fossiles, de nuages de sédiments. Les chevelus microstylolitiques ont alors constitué un passage pour les fluides qui ont dissous le calcaire et concentré l'oxyde de fer et/ou les argiles. Une fois réalisée la différenciation nodules/espaces internodulaires, celle-ci n'a fait que s'accentuer entre des nodules restant imperméables et des zones de plus en plus perméables où les microstylolites se sont multipliés.

Il est probable que la présence de l'oxyde de fer a résulté plus ou moins directement des conditions oxydantes qui ont régné lors du dépôt du calcaire de Guillestre, mais des questions restent en suspens sur deux points :

1) la totalité des oxydes de fer provient-elle uniquement de la décarbonatation d'un matériel peu ferrugineux semblable à celui qui constitue les nodules ? Ce processus est possible dans certains cas, mais il ne peut constituer la règle, surtout lorsque les teneurs en Fe_2O_3 des nodules et des zones internodulaires sont très différentes (0,1 % pour les premiers, presque 100 % pour les autres) : ceci impliquerait en effet un trop grand volume de calcaire dissous dans les espaces internodulaires et une réduction d'épaisseur en conséquence. Il est donc probable que, dans certains cas, une certaine quantité de fer a été apportée en phase dissoute par le même chemin qu'a pris le calcaire dissous, mais pas forcément au même moment ; l'époque et la source de cet apport, qui pourrait être l'eau de mer, puis les eaux interstitielles, ou encore les encroûtements ferrugineux des hard-grounds contenus par la série, restent inconnus, de même que la valence des ions transportés.

2) L'hématite joue-t-elle un rôle dans la non-cimentation des espaces internodulaires ? Les calcaires noduleux noirs ou bleus sont en effet assez rares en Briançonnais, ainsi que dans les domaines voisins, où seule peut être citée la "brèche bleue" du Malm de Piolit en zone subbriançonnaise (CHENET, 1978). Je pense pour ma part que la présence d'oxyde de fer dans les calcaires noduleux est une conséquence, au même titre que le caractère noduleux lui-même, du mode de dépôt bien particulier de ces sédiments.

III.3.5.4. La répartition sur le fond marin et la place dans la colonne stratigraphique des calcaires de Guillestre : deux arguments pour le modèle de sédimentation proposé.

Les formations briançonnaises de l'Oxfordien moyen-Kimméridgien sont constituées essentiellement de deux faciès qui s'excluent mutuellement, excepté dans les cas de faciès hybrides de transition : les calcaires à cherts et les calcaires noduleux.

Les calcaires à cherts sont gris, gris-noir ou gris-bleu, contiennent peu de matériel détritique et d'intraclastes, et présentent peu de surfaces de stratifications ; ils ont été déposés dans des zones basses, dans un milieu ambiant réducteur ou neutre et sur des fonds d'une relative stabilité.

Les calcaires noduleux, par contre, contiennent, outre les figures sédimentaires spécifiques déjà citées, des clastes exotiques provenant de la désintégration de reliefs en milieu sous-marin ; ils semblent donc s'être déposés sur des zones hautes ou en pente, ou sur des aires tectoniquement mobiles, dont le relief était très accidenté.

Dans la colonne sédimentaire briançonnaise, les calcaires noduleux occupent une place particulière, à la base des dépôts pélagiques, où ils font la transition entre (1) à leur base, le hard-ground, les niveaux condensés ou l'épisode bréchique qui sont les indices de l'enfoncement subit de la plate-forme (BOURBON, 1977) et (2), à leur sommet, les sédiments calcaires plus homogènes du Tithonique. Ce rôle joué par les calcaires noduleux avait été noté sur un plan plus général par J. AUBOUIN (1964), qui les faisait correspondre au "stade d'individualisation" et à la "période de vacuité du stade d'état de la période géosynclinale". De nombreux exemples peuvent en effet être fournis, entre autres dans d'autres secteurs de la marge nord de la Téthys au Malm (par exemple dans les Préalpes), dans les Alpes méridionales au Lias, date de l'effondrement de la marge sud de la Téthys, et de nouveau au Malm (enregistrement de la phase tectonique provoquant l'effondrement de la marge nord), sur la marge américaine de l'Atlantique central au Malm, et enfin en Montagne Noire et dans les Pyrénées au Dévonien supérieur.

III.3.6. Les différentes théories sur la formation des calcaires noduleux.

Il me paraît utile, à l'issue de ce chapitre, de confronter le modèle de sédimentation suggéré par les caractéristiques du calcaire de Guillestre aux différents modèles proposés par d'autres chercheurs et concernant d'autres calcaires noduleux. Ces modèles sont essentiellement de cinq types.

III.3.6.1. Nodularisation par diagénèse précoce.

Les principaux champions de cette théorie sont G. LUCAS (1955 a, b et c), A. HALLAM (1967), A. FARINACCI (1967), H. HUDSON et H. JENKYNS (1969), H. JENKYNS (1974), J. MUELLER et F. FABRICIUS (1974), W. SCHLAGER (1974), M. TUCKER (1974). La plupart d'entre eux propose une diagénèse différentielle du sédiment, avec des zones de cimentation précoce qui préfigurent les nodules. Le sédiment ainsi rendu hétérogène subira ensuite une diagénèse "classique" : compaction, dissolution par pression, etc., qui accentuera la nodularisation. L'avis des auteurs diverge sur le mode de cimentation différentielle :

- selon M. TUCKER, le carbonate migre vers les ammonoïdés autour desquels il précipite, formant ainsi les nodules, tandis que les espaces internodulaires sont corrélativement appauvris en carbonate ;
- J. MUELLER et F. FABRICIUS proposent une dissolution de l'aragonite et une précipitation de calcite magnésienne, variété plus stable de carbonate, autour de nucléus ;
- pour G. LUCAS, une cimentation précoce s'effectue dans certaines zones du sédiment, rendues réductrices en raison d'une concentration en matière organique, tandis que les zones internodulaires oxydées et plus acides ne peuvent se cimenter;
- H. JENKYNS enfin a écrit en 1974 un remarquable article de synthèse sur la question, citant et critiquant les principales théories connues alors, puis proposant sa propre théorie, en s'appuyant sur huit points principaux:

1) certains nodules passent graduellement à la matrice ;
2) les grands fossiles peuvent chevaucher les frontières nodules-matrice, les microfossiles non ;
3) les organismes à test calcitique sont plus nombreux dans la matrice ;
4) la matrice peut être dolomitique dans certains faciès ;
5) les organismes à test primitivement siliceux ne sont préservés que dans les nodules ;
6) les nannofossiles calcaires sont très rares ou absents ;
7) les nodules s'individualisent très précocement ;
8) des calcaires noduleux d'âge jurassique supérieur existent dans l'Atlantique.

Il déduit de ces points une dissolution de l'aragonite et peut-être de la calcite micritique, puis une précipitation de calcite hautement magnésienne, plus stable, autour de nucléus et dans certaines zones, ce processus s'effectuant à l'intérieur du sédiment, mais près de l'interface eau/sédiment. Il propose même une explication à la rythmicité de certains calcaires noduleux (lits de nodules dans une matrice marneuse, ou alternance bancs de calcaires noduleux/marnes) par 1) croissance de nodules à un certain niveau, 2) ralentissement des échanges chimiques au fur et à mesure que la couche sédimentaire s'épaissit au-dessus de ce niveau, 3) lorsque ces échanges sont trop ralentis, germination de nouveaux nodules à un niveau plus proche de l'interface eau-sédiment.

Discussion

La principale limite des théories de M. TUCKER, J. MUELLER et F. FABRICIUS réside dans le fait que tous les calcaires noduleux ne contiennent pas d'ammonites ou d'autres organismes à test primitivement aragonitique. Quant au processus invoqué par G. LUCAS, il semble peu plausible, puisqu'en fait une concentration en matière organique semble retarder et non faciliter la cimentation des carbonates (GRUNDEL et ROESLER, 1963 ; PRESLEY et KAPLAN, 1968 ; BERNER et al., 1970 ; BERNER, 1971).

La théorie de H. JENKYNS, très élaborée, est très séduisante, mais ne me semble pas très adaptée aux calcaires noduleux que j'ai étudiés. En particulier, la cimentation différentielle d'un sédiment originellement homogène ne me semble pas nécessaire pour expliquer la genèse du calcaire de Guillestre : en effet, les points 1, 2, 3, 7, et le point 4 que, personnellement, je n'ai pas observé, peuvent aisément s'expliquer par la série de transformations que j'ai proposée plus haut (création mécanique d'hétérogénéités, puis transformation diagénétique sélective par compaction et compression). J'ai pu par ailleurs observer de nombreux contre-exemples au point 5. Le point 6 n'est pas vérifiable dans les calcaires noduleux de Guillestre, en raison du léger métamorphisme et de la recristallisation générale qui en découle. Enfin, les calcaires noduleux de l'Atlantique central qui font l'objet du point 8 présentent également de nombreux indices de remaniements (BERNOULLI, 1972 ; LANCELOT et al., 1972 ; BOURBON, 1978).

III.3.6.2. Nodularisation par évolution diagénétique d'un sédiment préalablement fragmenté.

Ce processus est envisagé par D. BERNOULLI (1964, 1971, 1972) qui met l'accent sur les indices de redéposition dans les calcaires noduleux (clastes, déformations plastiques dues à des glissements) ou sur les bioturbations fragmentant les bancs de sédiments. De même, Y. LANCELOT et al. (1972) expliquent la présence de calcaires noduleux dans l'Atlantique par une tectonique liée au spreading. M. SZULCZEWSKI (1965) évoque des remaniements mécaniques du sédiment, causés par des courants de fond. J. AUBOUIN (1964) associe la présence de calcaires noduleux à la morphologie du fond marin (Ammonitico Rosso calcaire sur les hauts-fonds et sur les hauts de pentes, Ammonitico Rosso marneux sur les bas de pentes et sur les flancs de sillons). Enfin S. ELMI (1978) est un ardent défenseur de l'influence, dans la création des calcaires noduleux, de la morphologie du fond marin, de la tectonique et des bioturbations qui préparent la fragmentation du sédiment.

Discussion

Ces observations correspondent remarquablement avec celles qu'on peut effectuer sur les calcaires de Guillestre, et les théories qui en découlent sont donc naturellement en bon accord avec celles que j'ai été amené à proposer.

III.3.6.3. Nodularisation par action des courants.

Aucun auteur ne fait de l'action des courants le seul facteur provoquant la nodularisation, mais certains lui accordent une assez grande importance : J. AUBOUIN (1964) la rend responsable de la sculpture des surfaces de bancs et de la

condensation de la couche sédimentaire, et compare les Ammonitico Rosso à des "hard-grounds avortés". R. HOLLMANN (1962, 1964), puis R. GARRISON et A. FISCHER (1969) lui font tenir un rôle important dans la théorie de la "subsolution". Parmi les autres chercheurs qui ont évoqué les courants, citons encore G. LUCAS (1955 c, 1966), M. SZULCZEWSKI (1965), qui distinguent leurs actions chimique et mécanique, et W. SCHLAGER (1974).

Discussion

La morphologie particulière de l'aire de dépôt a certes favorisé en Briançonnais l'action des courants sur le sédiment, qui a pu créer une partie des hétérogénéités précédant nécessairement la nodularisation ; toutefois la plupart des figures sédimentaires les plus caractéristiques des calcaires de Guillestre ("fenêtres", intraclastes plus ou moins mous, déformations plastiques) n'ont pu avoir été provoquées par ce processus, que je considérerai donc dans ce cas comme accessoire.

III.3.6.4. Nodularisation par dissolution sous-marine.

La théorie de la "subsolution" de R. HOLLMANN (1962, 1964), reprise par R. GARRISON et A. FISCHER (1969) et par E. CENTAMORE et al. (1971), prône une attaque assez complexe des surfaces supérieures de bancs par une action combinée de la dissolution marine et des courants (voir supra) ; R. HOLLMANN ne lie d'ailleurs pas expressément cette dissolution à la profondeur de sédimentation, comme on serait tenté de le faire aujourd'hui après les études et les expérimentations effectuées sur les profondeurs de sédimentation des carbonates (voir chapitre X). Citons enfin la théorie d'une dissolution diagénétique précoce des tests aragonitiques en raison de la profondeur, favorisant la cimentation des nodules en fournissant tout ou partie du carbonate nécessaire à cette transformation (BOSELLINI et WINTERER, 1975).

Discussion

Avec ce que nous savons aujourd'hui sur les profondeurs de compensation des carbonates, la théorie de R. HOLLMANN s'accomoderait fort bien d'une profondeur de sédimentation importante, à proximité de la CCD ; dans ce cas cependant, l'abondance systématique d'ammonites dans certains calcaires noduleux serait difficilement explicable ; au contraire si la profondeur de sédimentation était située au-dessus de l'ACD et donc loin au-dessus de la CCD, la dissolution du sédiment s'explique difficilement, et plus encore sa rythmicité.

III.3.6.5. Nodularisation du carbonate par compression (diagénèse précoce et surtout tardive.).

Tous les auteurs déjà cités accordent un rôle plus ou moins important à la compaction et à la dissolution du calcaire par pression dans la phase finale d'évolution des calcaires noduleux ; nous ajouterons à leur suite H. JURGAN (1969) et surtout H. WANLESS (1978) ; ce dernier, dans un article synthétique sur les phénomènes de nodularisation, stylolitisation, microstylolitisation et dolomitisation, décrit avec minutie certains calcaires noduleux et démontre le rôle capital des contraintes par pression sur un sédiment déjà induré ; toutes les descriptions qu'il publie coïncident remarquablement avec les figures de microstylolitisation et de nodularisation présentées par le calcaire de Guillestre.

Discussion

La justesse de ces théories ne remet pas en cause la nécessité absolue d'une hétérogénéité primaire dans le sédiment et probablement d'une composition carbonate/argile/oxyde de fer optimale pour l'élaboration d'un calcaire noduleux.

III.3.7. Conclusion

Je n'ai étudié ici que le calcaire noduleux du Malm de la zone briançonnaise près de Briançon : il serait donc vain de vouloir généraliser à tous les calcaires noduleux le type de genèse que j'ai été amené à proposer pour le calcaire de Guillestre. Cependant de nombreux calcaires noduleux pourraient avoir eu une origine assez semblable : il m'a été donné en effet d'observer certains d'entre eux, comme les calcaires du Malm des Monts Péloritains en Sicile, du Dévonien supérieur de la Montagne Noire, du Malm de la marge atlantique américaine (BOURBON, 1978), et tous m'ont frappé par les similitudes des *figures sédimentaires* qu'ils présentaient. De plus, *la position particulière qu'occupent en général ces calcaires noduleux dans leurs séries sédimentaires respectives* indique clairement que ces sédiments ont enregistré certains événements majeurs de l'évolution du domaine de sédimentation. Il me semble donc probable que le faciès caractéristique des calcaires noduleux découle plus ou moins directement d'un facteur commun, qui pourrait être l'instabilité des fonds et les reliefs changeants et complexes qui en sont les conséquences, ou les fluctuations des conditions ambiantes qu'ils entraînent ; les divergences de faciès présentées par les divers calcaires noduleux traduiraient alors l'influence de conditions locales ou régionales (place dans la morphologie, profondeur, position latitudinale et ses conséquences, etc.).

III.4. LES CALCAIRES ARGILEUX.

Il n'est pas question de traiter ici toutes les propriétés des calcaires argileux, dont la plupart sont des hybrides des propriétés spécifiques des calcaires "purs" et des argilites, qui sont déjà traitées par ailleurs (paragraphes III.1 et V.4, chapitres VII et VIII). Je préciserai néanmoins ici leur position dans la série pélagique briançonnaise, et décrirai certaines de leurs caractéristiques propres, telles que les différents modes d'association du calcaire et des argiles, et les importances respectives de ces deux phases.

III.4.1. Position dans la série

En Briançonnais, les calcaires argileux se sont déposés essentiellement pendant deux périodes : le Callovo-Oxfordien et le Crétacé supérieur-Paléocène-Eocène inférieur.

Les calcaires argileux callovo-oxfordiens peuvent être considérés comme une variante de faciès, soit des argilites de même âge par un enrichissement en carbonate, soit des calcaires noduleux argileux par une disparition des nodules calcaires. Ils se présentent donc le plus fréquemment dans les séries intermédiaires entre les séries franchement lacunaires et les séries déposées dans les sillons les plus profonds.

Les calcaires argileux du Crétacé supérieur-Paléocène surmontent brutalement, dans les séries lacunaires, les calcaires du Malm par l'intermédiaire

fréquent d'un encroûtement minéralisé marquant la lacune des sédiments du Crétacé inférieur. Dans les séries de sillons, ils font suite progressivement, par augmentation du taux d'argiles, aux calcaires à cherts déposés pendant le Crétacé inférieur. Les calcaires argileux de l'Eocène inférieur passent progressivement dans les deux cas (séries lacunaires et séries complètes) aux microbrèches et grès de l'Eocène moyen ("Flysch noir" briançonnais).

III.4.2. Description

Macroscopique

Les calcaires argileux callovo-oxfordiens se débitent en minces plaquettes très fissiles ; ils sont de couleur rouge dans les séries intermédiaires se rapprochant des séries de hauts-fonds, et verte ou grise dans les séries intermédiaires proches des séries de sillons.

Les calcaires argileux du Crétacé supérieur-Paléocène-Eocène inférieur constituent la plupart du temps le terme le plus épais (100 à 400 m) de la série pélagique briançonnaise, et selon l'orientation de leur schistosité, déterminent dans la morphologie des reliefs doux ou abrupts. Ils présentent en général des plaquettes plus grandes et plus épaisses que les calcaires argileux callovo-oxfordiens. Leur couleur est grise, gris-jaune ou gris-vert dans les séries les plus épaisses, rouge ou verte dans les séries condensées. En Briançonnais interne, la recristallisation du calcaire leur donne un aspect marmoréen, qui leur a valu naguère le nom de "marbres en plaquettes".

Microscopique

Les calcaires argileux se présentent à l'examen microscopique sous la forme de fines lentilles calcaires, épaisses de quelques microns à quelques centaines de microns, enserrées dans un réseau de chevelus microstylolitiques argileux (fig. III.4). Dans les calcaires argileux les plus métamorphiques, ces chevelus se joignent pour former des couches argileuses plus épaisses, alternant avec de minces lits calcaires (fig. III.5).

III.4.3. Minéralogie

Les argiles contenues par les calcaires argileux sont des *illites* et des *chlorites* (dét. RX) ; la proportion illite/chlorite est apparemment plus forte dans les calcaires argileux du Malm que dans ceux du Crétacé supérieur-Paléocène (voir chap. VIII et IX).

III.4.4. Composition chimique

Les propriétés chimiques les plus caractéristiques des calcaires argileux sont directement dépendantes de celles de la fraction argileuse qu'ils contiennent. Ce sujet est traité dans les chapitres VIII et IX.

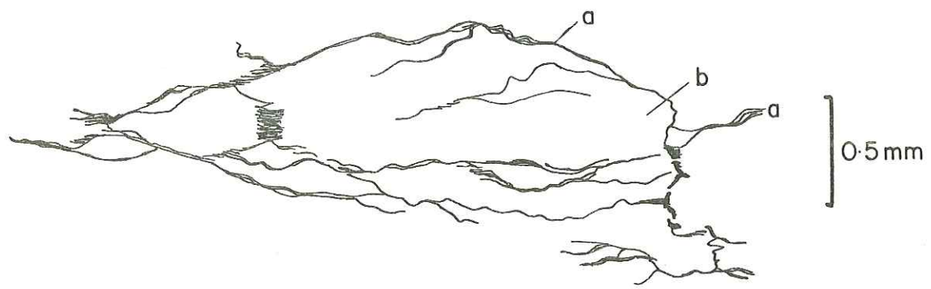


Fig. III.4 - Aspect microscopique des calcaires argileux les moins métamorphiques

a. Minces filets argileux
b. Amygdales de micrite ou de microsparite.

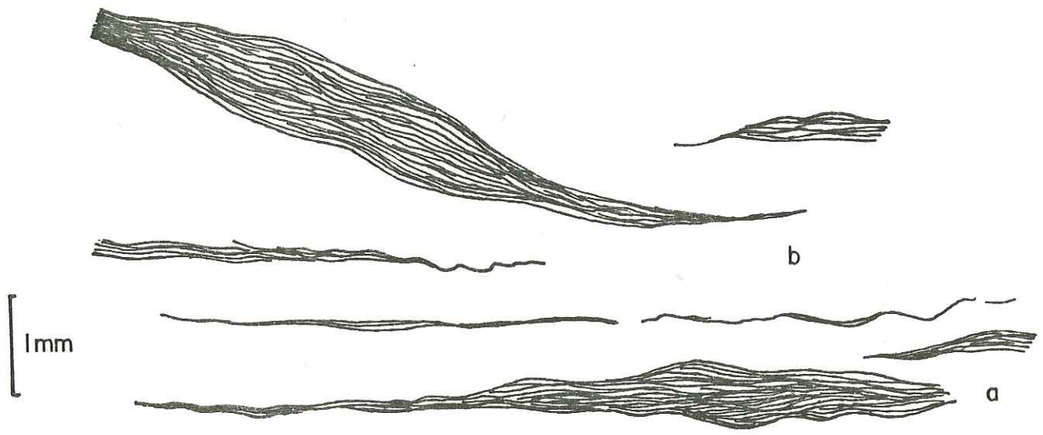


Fig. III.5 - Aspect microscopique des calcaires argileux métamorphisques

a. Chevelu argileux épais
b. Microsparite ou sparite

CHAPITRE IV - LES SEDIMENTS SILICEUX

	Page
IV.1. DEFINITION	49
IV.2. POSITION DANS LA SERIE	49
IV.3. DESCRIPTION	50
IV.3.1. Description des cherts	50
IV.3.2. Description des radiolarites	52
IV.3.3. "Fonds durcis siliceux"	52
IV.4. MINERALOGIE	52
IV.5. COMPOSITION CHIMIQUE	52
IV.6. MODE DE FORMATION	53
IV.6.1. Les sédiments siliceux des océans fossiles et des océans actuels	53
IV.6.1.1. Source de la silice	53
IV.6.1.2. Mode de formation des cherts	54
IV.6.2. Mode de formation des sédiments hypersiliceux briançonnais	54
IV.6.2.1. Source de la silice	54
IV.6.2.2. Mode de formation des cherts	55
IV.6.2.3. Mode de formation des radiolarites	56
IV.6.2.4. Mode de formation des "fonds durcis siliceux"	56
IV.7. FACTEURS FAVORISANT LA FORMATION DE NIVEAUX SILICEUX	58
IV.7.1. Facteurs de concentration des radiolaires	58
IV.7.2. Facteurs favorisant le processus chimique de silicification	59
IV.7.2.1. Présence de matière organique	59
IV.7.2.2. Taux de sédimentation, stratification, stabilité des sédiments après leur dépôt	59
IV.7.2.3. Porosité, perméabilité, granulométrie	60

CHAPITRE IV. LES SEDIMENTS SILICEUX

Ce chapitre comprend sept parties :

IV.1. Définition des différents sédiments siliceux : cherts, radiolarites, "fonds durcis siliceux".

IV.2. Position dans la série.

IV.3. Description des faciès et des microfaciès.

IV.4. Composition minéralogique.

IV.5. Composition chimique.

IV.6. Mode de formation.
Ce paragraphe comprend (1) une rapide étude bibliographique sur le mode de dépôt ou de formation des niveaux siliceux dans les océans actuels, (2) une tentative de reconstitution des modes de dépôt ou de formation des niveaux siliceux briançonnais.

IV.7. Facteurs favorisant la formation de niveaux siliceux.

IV.1. DEFINITION

Il existe dans la série postdogger briançonnaise, comme dans beaucoup d'autres séries pélagiques, deux types essentiels de roches siliceuses : les cherts et les radiolarites.

Le nom de *chert* sera donné ici à toute roche hypersiliceuse *d'origine diagénétique*, tandis que le nom de *radiolarite* sera donné à tout *sédiment* hypersiliceux d'origine non détritique et présentant une microfaune constituée essentiellement, voire exclusivement, de radiolaires. Les schistes ou les argilites radiolaritiques sont des radiolarites contenant une fraction argileuse importante.

Un troisième type de roche siliceuse, moins répandu que les précédents et peut-être plus spécifique au Briançonnais, est constitué par les hard-grounds ou *fonds durcis siliceux* (sommet d'une formation silicifié sur plusieurs centimètres ou décimètres).

IV.2. POSITION DANS LA SERIE

Les *cherts* se sont formés dans des carbonates lités gris-noir ou gris-bleu d'âge oxfordien supérieur à vraconien, avec une relative raréfaction durant le Tithonique supérieur-Berriasien. Ces carbonates sont connus dans la littérature traitant du Briançonnais sous le nom de "calcaires à zones siliceuses inférieurs" (Malm) et de "calcaires à zones siliceuses supérieurs" (Crétacé inférieur).

Les sédiments radiolaritiques se sont déposés pendant deux périodes distinctes et peut-être assez courtes. La première coïncide avec le début du Malm,

marqué par une sédimentation détritique. Les radiolarites y sont intercalées dans des formations argilitiques (ex : Corbières) ou dans des brèches (ex : Sommet du Queyrellin), ou encore cimentent ces brèches (ex : Notre Dame des Neiges). Cet épisode n'a pu être daté directement, mais est très probablement postérieur au Bathonien supérieur, âge de dépôt du "calcaire de Champcella" et de la "microbrèche cendrée" (MERCIER, 1977), et antérieur à l'Oxfordien moyen, âge probable des premiers calcaires à cherts et des premiers calcaires noduleux. L'autre période de dépôt des radiolarites se situe à la charnière Crétacé inférieur-Crétacé supérieur (Vraconien-Cénomanien inférieur). Ces deux périodes sont également marquées par des évènements tectoniques très importants de l'histoire briançonnaise ; nous reviendrons sur la signification de cette coïncidence.

Les fonds durcis se situent pour la plupart au sommet des formations du Malm et sous les formations du Crétacé supérieur, et marquent la lacune des termes du Crétacé inférieur. D'autres fonds durcis pourraient marquer de la même manière la limite Dogger-Malm, mais cela n'a pu être prouvé, faute d'avoir pu dater les termes immédiatement sus- et sous-jacents. Il est cependant possible, sinon probable, que les fonds durcis siliceux soient, dans les deux cas, contemporains des dépôts radiolaritiques.

IV.3. DESCRIPTION

IV.3.1. Description des cherts

Les cherts briançonnais sont faits de cristaux de quartz d'une dimension de l'ordre de quelques microns en général, mais qui augmente avec le métamorphisme grandissant ; on trouve ainsi fréquemment en Briançonnais interne des micromosaïques ou des mosaïques de quartz, où la taille des cristaux atteint quelques dizaines ou quelques centaines de microns. La matrice siliceuse renferme fréquemment des îlots de micrite calcaire et des rhomboèdres de calcite, vestiges du sédiment calcaire primitif imparfaitement remplacé ou transformé. Quand ils sont parfaitement achevés et entièrement siliceux, les cherts ne contiennent pas de radiolaires, ni aucun autre organisme.

Les cherts se présentent le plus souvent en bancs, en lentilles ou en plaquettes situés sur les plans de stratifications des calcaires ou parallèlement à ceux-ci (Pl. V, ph. 2). Quand ils apparaissent au sein d'un banc calcaire, leurs formes sont souvent plus complexes, ondulées, branchues ou dentelées (fig. IV. 1 ; Pl. V, ph. 2 et 3) ; nous verrons que ces formes trahissent généralement l'influence de glissements précoces qui ont affecté des sédiments inégalement et partiellement indurés. Les contacts calcaires/cherts peuvent être soit francs, comme c'est souvent le cas le long des plans de stratification, soit graduels comme il est fréquent à l'intérieur d'un banc.

Les carbonates associés sont généralement de couleur sombre, gris-noir ou gris-bleu ; cette couleur semble témoigner, soit d'un dépôt en milieu réducteur, soit de la présence de matières carbonées déposées en milieu réducteur ou neutre, ou rapidement enfouies et ainsi protégées d'un milieu ambiant oxydant (voir chap. III). Dans certains cas cependant, les cherts peuvent s'être développés dans des sédiments oxydés (voir coupes des Houdourengs et des Fazis). Dans tous les cas, la couleur de la cassure des cherts correspond à celle du carbonate associé.

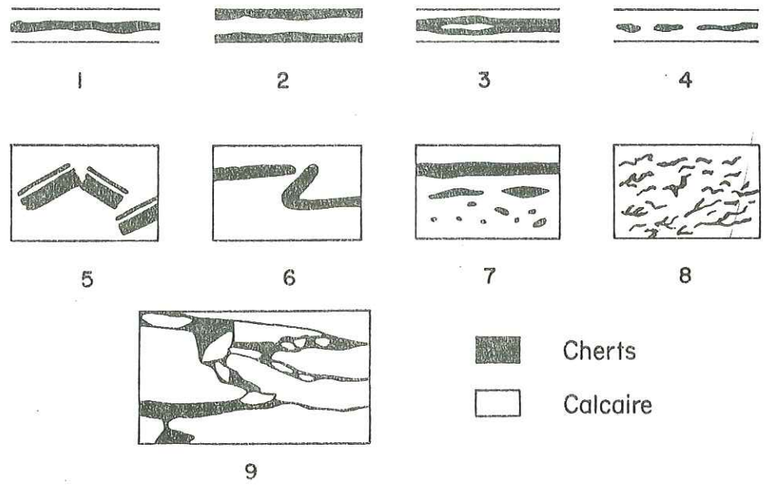


Fig. IV.1. Diverses formes de cherts.

1 à 4 : cherts situés dans des bancs calcaires n'ayant pas été déformés par glissement synsédimentaire.

5 à 6 : diverses formes prises par les cherts dans des sédiments ayant glissé.
- 5 : Le chert, déjà induré, s'est cassé au cours du glissement, tandis que le sédiment carbonaté, encore fluide, servait de matrice.
- 6 : Le chert était partiellement induré lors du glissement, mais a pu se déformer parfois sans se casser.
- 7 : Le banc de chert supérieur, peu déformé, a glissé sur un "matelas" de fragments de cherts.
- 8 : Calcaire à cherts "en flammèches". Ce faciès est le résultat de la déformation de calcaires à minces lits de cherts peu indurés.
- 9 : Brèche intraformationnelle provoquée par un glissement synsédimentaire. La matrice est ici constituée par le chert, au contraire des types 7 et 8.

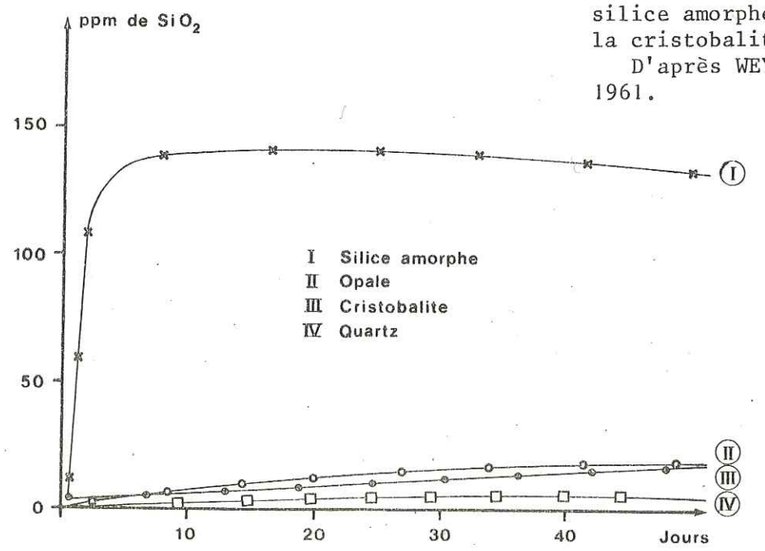


Fig. IV.2. Solubilité de la silice amorphe, de l'opale, de la cristobalite et du quartz. D'après WEY et SIFFERT, 1961.

IV.3.2. Description des radiolarites

Les radiolarites se présentent en bancs de 1 à 5 cm, intercalés dans des formations argilitiques ou bréchiques, ou encore constituent le ciment de brèches (voir chapitre V). Leur pâte de quartz microcristallin est comparable à celle des cherts mais ne comporte pas de rhomboèdres néoformés de calcite. Par contre des radiolaires ou des fantômes de radiolaires y sont visibles si la roche n'est pas trop métamorphique.

Les radiolarites contiennent fréquemment des éléments détritiques (argiles, micas, quartz) et sont le plus souvent parcourues par un réseau de microstylolites argileux et/ou ferrugineux. Leur couleur est généralement rouge, parfois verte, plus exceptionnellement gris-noir.

IV.3.3. "Fonds durcis siliceux"

L'aspect des "fonds durcis siliceux" à l'affleurement rappelle celui de cherts ou de radiolarites colorés (rouges, verts, noirs) ou d'encroûtement phosphatés dont il n'est pas toujours facile de les distinguer, surtout quand ils sont verts ou noirs. Ils semblent azoïques, même au microscope ; on peut toutefois dans certains cas y discerner des "fantômes" d'objets ou de figures sédimentaires (structures en "choux-fleurs", galets, organismes) ayant pu appartenir à un sédiment primaire qui aurait ensuite été silicifié.

IV.4. MINERALOGIE.

Ces trois types de roches siliceuses sont faits essentiellement de *quartz* microcristallin. Les cherts contiennent en outre de nombreux rhomboèdres de *calcite* (ordre de grandeur : 100 microns), qui semblent être le produit de transformation *in situ* d'îlots de calcaire résiduel, et des cristaux de *pyrite*. Les radiolarites peuvent contenir un peu d'*hématite* en pigment, qui les teinte alors en rouge, et des argiles déterminées aux rayons X, de type *illite* et *chlorite*.

IV.5. COMPOSITION CHIMIQUE

Les caractéristiques chimiques des cherts, des radiolarites et des fonds durcis siliceux sont analysées au chapitre VIII. Nous noterons surtout que les cherts, conformément à leur composition minéralogique, sont constitués essentiellement de silice, jointe à une fraction non négligeable de calcaire (vestiges du sédiment calcaire primitif, rhomboèdres néoformés), et sont caractérisés par de très faibles quantités d'éléments mineurs et traces. Les radiolarites et les fonds durcis, par contre, présentent une composition beaucoup plus variée, avec des taux d'éléments mineurs et traces beaucoup plus élevés que ceux des cherts ; en particulier le taux de baryum, qui provient vraisemblablement des tests de radiolaires, y est nettement plus fort.

IV.6. MODE DE FORMATION.

En raison des recristallisations dues au métamorphisme alpin, il est impossible de reconstituer les phases minéralogiques primaires des sédiments siliceux briançonnais et, corrélativement, les processus chimiques élémentaires qui ont régi la formation des cherts et des fonds durcis siliceux, ou encore les transformations diagénétiques précoces des radiolarites. C'est pourquoi nous serons obligés, pour reconstituer ces processus, d'utiliser largement les observations effectuées sur des sédiments mieux conservés, en particulier sur les sédiments siliceux des océans actuels.

IV.6.1. Les sédiments siliceux des océans fossiles et des océans actuels.

IV.6.1.1. Source de la silice.

La silice nécessaire à l'élaboration des sédiments siliceux peut provenir de quatre sources différentes : les tests de certains organismes, le volcanisme, les apports continentaux, les venues hydrothermales. En fait, la première source citée, les tests des organismes siliceux, semble être le plus souvent alimentée par les trois autres, qui paraissent être seules vraiment indépendantes.

1) *Silice biogénique*

Comme l'ont supposé la plupart des auteurs (entre autres CAYEUX, 1929 ; MILLOT, 1964 ; CALVERT, 1971 ; KEENE, 1975 ; WISE et al., 1972), la silice nécessaire à l'élaboration des cherts et des radiolarites provient très vraisemblablement des organismes à tests siliceux. L'abondance de ces organismes peut être due soit à un enrichissement momentané en silice, en raison d'éruptions volcaniques ou de venues hydrothermales proches, ou encore d'apports continentaux brutaux (voir ci-dessous), soit à un enrichissement relatif en tests siliceux dans les sédiments, en raison d'une profondeur de dépôt importante, et donc d'une dissolution sélective des carbonates.

2) *Silice volcanique*

L'éventualité d'un apport volcanique a été avancé, entre autres, par U. STEFANSSON (1966), Y. LANCELOT (1973), S. CALVERT (1971, 1977), J. KEENE (1975), soit parce qu'ils ont trouvé des verres volcaniques plus ou moins transformés dans les sédiments, soit en raison de l'association depuis longtemps remarquée des radiolarites avec les ophiolites (STEINMANN, 1905, 1925 ; GRUNAU, 1965).

3) *Silice continentale*

Les mers reçoivent de façon permanente, par l'intermédiaire des fleuves, une certaine quantité de silice d'origine continentale. Cette quantité dépend essentiellement des climats régnant sur le continent, la plus considérable étant libérée par les climats chauds hydrolysants (MILLOT, 1964 ; CALVERT, 1968).

4) *Silice hydrothermale*

Un apport de silice de type hydrothermal a été suggéré par certains auteurs (CALVERT, 1971, 1977 ; MILLOT, 1964).

IV.6.1.2. Mode de formation des cherts.

La figure IV.2 donne les courbes de solubilité de la silice en fonction du temps. Bien que les équilibres expérimentaux soient extrêmement longs à obtenir ou même à approcher (quelques années dans le cas du quartz), on peut estimer que le taux de solubilité du quartz se situe entre 6 et 14 ppm à 20-25°C (KRAUSKOPF, 1959 ; WEY et SIFFERT, 1961) ; celui de la calcédoine et des formes encore plus finement cristallines ou mal organisées de la silice (opales, lussatite, tridymite, cristobalite) serait assez voisin, de l'ordre de 20 ppm. Celui de la silice amorphe, par contre, serait de 120-140 ppm à 20-25°C et de 50-80 ppm à 0°C (KRAUSKOPF, 1959 ; WEY et SIFFERT, 1961). Ces chiffres sont valables pour un pH inférieur à 9, ce qui est presque toujours le cas dans un océan ou dans une mer de grande dimension.

Ces données permettent d'envisager la formation des cherts en deux temps :

a) *Concentration en silice des eaux interstitielles dans les sédiments.*

D'après Y. LANCELOT (1973), les eaux interstitielles d'un sédiment ne comportant pas de radiolaires peuvent atteindre une concentration de 10 ppm de silice ; dans les boues à radiolaires, ce taux peut s'élever à 50 ppm, sauf dans les derniers mètres supérieurs de la colonne sédimentaire, où il est à peu près égal à celui de l'eau de mer.

b) *Dissolution-précipitation de la silice.*

La plupart des auteurs (voir entre autres, dans une littérature très abondante, MILLOT, 1964 ; HEATH et MOBERLY, 1971 ; WISE et al., 1972 ; LANCELOT, 1973 ; WISE et WEAVER, 1974 ; VON RAD et ROESCH, 1974 ; KEENE, 1975 ; MURATA et LARSON, 1975 ; CALVERT, 1974, 1977 ; KASTNER et al., 1977) admettent le processus suivant :

1) les tests siliceux sont dissous par les eaux interstitielles sous-saturées vis-à-vis de la silice amorphe ;

2) à partir de ces eaux interstitielles, précipitent des formes finement cristallines ou mal ordonnées de la silice (lussatite ou opale CT ou cristobalite) dont le taux de solubilité est beaucoup plus bas ;

3) ces opales sont transformées ensuite en quartz selon un processus d'inversion solide/solide (ERNST et CALVERT, 1969).

IV.6.2. Mode de formation des sédiments hypersiliceux briançonnais.

IV.6.2.1. Source de la silice.

En Briançonnais, aucun indice direct d'activité volcanique n'a été trouvé dans les sédiments, mais il est cependant possible que les radiolarites briançonnaises soient synchrones des radiolarites associées aux ophiolites piémontaises, distantes à l'époque de quelques 200 kilomètres, et que leur dépôt ait été provoqué par les mêmes causes.

De même, aucun indice n'a pu être trouvé témoignant d'une activité hydrothermale locale qui aurait favorisé le développement des radiolaires.

La position latitudinale du Briançonnais peut être une des causes du dépôt de radiolarites : certains auteurs ont émis l'hypothèse que la Téthys pouvait avoir été située au Jurassique supérieur entre 0 et 20° de latitude Nord et qu'en conséquence les continents voisins pouvaient avoir été soumis à des climats hydrolysants chauds, permettant la libération de grandes quantités de silice (STEINBERG et al., 1977).

En fait, lorsqu'on considère la position des radiolarites dans la série briançonnaise, on ne peut manquer de noter l'étroite coïncidence des épisodes à radiolarites avec les épisodes de tectonique active qui ont été les périodes marquantes de l'histoire de ce secteur de la marge. Dès lors, plusieurs hypothèses peuvent être proposées :

1) Les grands événements tectoniques du Callovo-Oxfordien et du Vracono-Cénomanien ont provoqué l'apport de grandes quantités d'argiles, qui se sont déposées dans les domaines de la marge situés entre le continent et le domaine briançonnais, c'est-à-dire essentiellement dans le domaine dauphinois ; il se peut que cet apport détritique ait impliqué corrélativement la mise en solution d'une grande quantité de silice.

2) Ces événements ont provoqué une remontée de la CCD, favorisant ainsi la concentration des radiolaires dans les sédiments et donc le dépôt des radiolarites. Par exemple, le Callovo-Oxfordien est marqué par une transgression, qui a provoqué l'immersion d'une grande zone de plate-forme continentale ; on peut penser, avec W. BERGER et E. WINTERER (1974) que cette immersion a entraîné une remontée de la CCD pour deux raisons (chap. X) :

a) par un phénomène *chimique*, la production des organismes calcaires a été probablement augmentée et le taux en ions HCO_3^- de l'eau de mer diminué d'autant pour un temps au moins ;

b) par un phénomène *physique*, la proportion de fonds marins situés au dessus de la CCD a augmenté, entraînant une plus grande quantité de silice enfouie dans les sédiments, et la quantité de silice remise en solution dans l'eau de mer a diminué en proportion.

Il est bien sûr extrêmement difficile de chiffrer avec précision l'amplitude de cette remontée de la CCD ; W. BERGER et E. WINTERER (1974) proposent un ordre de grandeur égal à trois fois l'amplitude de la transgression.

IV.6.2.2. Mode de formation des cherts

1) Processus :

L'étude sédimentologique des cherts briançonnais permet deux observations d'une grande importance :

a) de nombreux contacts cherts/calcaires sont graduels ;

b) les cherts imparfaitement siliceux présentent souvent des objets sédimentaires, au contraire des cherts entièrement siliceux.

Les cherts briançonnais semblent donc être des silicifications affectant un sédiment primitivement calcaire ; la transformation calcaire/silice efface progressivement les contours des objets et des figures sédimentaires du sédiment initial.

En raison de l'état de recristallisation des sédiments briançonnais, la manière dont s'est effectuée cette silicification ne peut être reconstituée de façon démonstrative ; nous admettrons donc qu'elle a suivi les processus mis en évidence dans les sédiments océaniques et cités au paragraphe IV.6 :

a) la silice est concentrée dans les eaux interstitielles du sédiment ;

b) la silice amorphe du test des radiolaires est dissoute par ces eaux, tandis que précipitent des formes finement cristallines de silice, dont les taux de solubilité sont beaucoup moins élevés.

2) Période et durée de formation

Cette silicification diagénétique est précoce et sans doute assez rapide. En effet, à l'occasion de certains glissements synsédimentaires qui ont affecté les calcaires à cherts, on peut observer des débris de bancs de cherts, anguleux, noyés dans une matrice carbonatée présentant à l'examen microscopique des nuages de boue dûs à un brassage (Pl. V., ph. 5) ; il est donc probable qu'au cours du glissement les lits de cherts, déjà indurés, ont été cassés et remaniés, tandis que le carbonate encore mou, était déformé ou brassé.

3) Localisation

La localisation des cherts est probablement guidée par certaines hétérogénéités du sédiment. Il peut s'agir soit de "germes", qui peuvent être constitués par des zones déjà fortement siliceuses dans le sédiment primitif, telles que des concentrations de radiolaires, soit de zones de composition chimique, de pH et/ou de Eh différents, soit plus probablement de zones de porosité et de perméabilité différentes.

IV.6.2.3. Mode de formation des radiolarites

On peut penser que les radiolarites se sont formées en deux temps principaux : la concentration des radiolaires et la cimentation du sable de radiolaires obtenu.

Concentration des radiolaires

Elle est due à deux facteurs principaux, dont les actions se sont superposées : 1) la grande profondeur de dépôt qui a permis la dissolution sélective des carbonates (chap. X) et 2) des phénomènes de resédimentation qui ont permis le tri mécanique des particules non dissoutes, c'est-à-dire les particules argileuses et les radiolaires.

Cimentation

Il est probable que le processus de cimentation des radiolarites est, comme dans le cas des cherts, un processus double de dissolution diagénétique précoce de la silice amorphe, et de précipitation de silice finement cristalline au taux de solubilité moins élevé. Ces précipitations s'effectuent dans les vides du sédiment, c'est-à-dire à l'intérieur des loges des radiolaires et dans les espaces les séparant. Il est vraisemblable qu'ensuite, au cours d'une diagénèse plus tardive, une deuxième dissolution partielle due à la compression et traduite par les microstylolites, est intervenue pour compacter définitivement la roche.

IV.6.2.4. Mode de formation des "fonds durcis siliceux"

Ces horizons siliceux ont un aspect macroscopique fort proche des cherts ou des radiolarites. Ils s'en distinguent cependant par trois caractéristiques principales :

1) leurs taux en éléments traces et en particulier en baryum sont

très proches de ceux des radiolarites, et beaucoup plus élevés que ceux des cherts ;

2) ils ne contiennent pas de radiolaires décelables au contraire des radiolarites ;

3) ils semblent se situer toujours à la même place dans la série sédimentaire, de façon quasi certaine au Vracono-Cénomanien, peut-être aussi au Callovo-Oxfordien ; leur formation semble donc approximativement contemporaine des dépôts radiolaritiques.

Le processus de formation de ces niveaux siliceux reste très hypothétique ; nous suggérerons trois hypothèses possibles, qui cherchent toutes à tenir compte des trois caractéristiques précitées.

1) Processus de chertification

Ces niveaux siliceux pourraient être de simples cherts qui, indurés, auraient mieux résisté à une éventuelle érosion sous-marine, et auraient constitué un toit protecteur aux sédiments du Malm pendant toute la période de non-sédimentation du Crétacé inférieur. Les compositions chimiques assez différentes de celles des cherts traditionnels pourraient s'expliquer par la longue exposition de cette surface à l'action de l'eau de mer.

2) Processus de silicification diagénétique au contact d'argilites ou de radiolarites

Dans certains cas, les termes du Jurassique supérieur ont été recouverts après la lacune du Crétacé inférieur par des sédiments siliceux vracono-cénomaniens (voir coupes du Tunnel de la Chagne). Ces sédiments ont pu fournir la silice nécessaire à la silicification de la surface supérieure du Jurassique supérieur. Ce type de silicification a pu intervenir même quand ces "fonds durcis siliceux" sont situés entre deux formations carbonatées (calcaires du Jurassique supérieur et calcaires argileux du Crétacé supérieur), car on peut supposer que des argiles ou des radiolarites ont été déposées sur les sédiments du Malm, qu'ils ont participé à une diagénèse précoce du toit de ces sédiments, puis qu'ils ont été érodés avant le dépôt des calcaires argileux du Crétacé supérieur. Cette hypothèse, apparemment assez hasardeuse, n'est cependant absolument pas invraisemblable, quand on connait la propension des argilites vracono-cénomaniennes à glisser sur les pentes, comme le montrent les nombreux olistolites présentant ce faciès trouvés dans la nappe de Peyre-Haute.

3) Processus de silicification du fond marin

Les "fonds durcis siliceux" semblent, nous l'avons vu, être contemporains du dépôt de sédiments siliceux. On peut dès lors imaginer, dans les zones de non-sédimentation, des processus de silicifications directes du fond marin, dans un environnement favorable à la précipitation de la silice ; ces silicifications mériteraient alors pleinement le nom de hard-grounds ou de fonds durcis siliceux.

Ce processus n'est cependant à ma connaissance pas connu et ne semble à première vue guère plausible. En effet les taux de silice de l'eau de mer plafonnent dans les conditions les plus favorables, rassemblées ici il est vrai (eaux profondes et relativement confinées, à des valeurs voisines de 10 ppm. La seule espèce siliceuse cristalline qui soit susceptible de précipiter dans ces conditions est le quartz, en raison d'un taux de solubilité voisin ou peut-être

inférieur (6 à 14 ppm à 20-25°C, et peut-être moins à 0°C). Mais la précipitation de ce minéral, si elle est considérée comme possible par certains (KEENE, 1975 ; KARPOFF, 1977), est par contre tenue comme très improbable par d'autres (FONTEILLES , communication orale) sans l'existence préalable de germes ; de plus, si ces germes avaient existé, ils n'auraient permis qu'une croissance lente de cristaux et probablement pas la formation d'une pâte microcristalline homogène. Il faut donc considérer la précipitation du quartz comme très difficile, voire improbable, dans les conditions précitées ; le seul facteur très favorable à cette réaction est le temps très long qui lui est laissé pour se réaliser (plusieurs dizaines de Ma dans les cas de lacunes de sédimentation prolongées, comme c'est le cas pendant tout le Crétacé inférieur).

Conclusion

Quelle que soit la véritable origine des "fonds durcis siliceux", elle semble dans tous les cas faire intervenir les deux notions de *lacune de sédimentation* et de *grande profondeur de dépôt*, justifiant le nom sous lequel ces niveaux siliceux ont été désignés et l'importance qu'on leur accordera au moment des reconstitutions paléogéographiques.

IV.7. FACTEURS FAVORISANT LA FORMATION DE NIVEAUX SILICEUX.

On peut y distinguer deux grands groupes, celui des facteurs favorisant la concentration des organismes siliceux et celui des facteurs favorisant la silicification.

IV.7.1. Facteurs de concentration des radiolaires

Ce sont les facteurs qui, pour une pluie de particules sédimentaires donnée, modifie ce matériel soit avant son dépôt, au cours de la chute des particules, soit pendant et après son dépôt, au cours d'une diagénèse précoce.

La profondeur de dépôt.

Son influence est primordiale : au voisinage de la CCD, les particules calcaires sont dissoutes, provoquant l'augmentation relative de la fraction siliceuse. Les radiolarites peuvent être considérées comme le résultat du dépôt des résidus de la pluie planctonique, après dissolution des particules et des organismes calcaires. Les calcaires pélagiques à cherts peuvent être considérés comme le résultat du dépôt du même matériel pélagique, à des profondeurs moindres, puisqu' ils comportent une fraction calcaire résiduelle non dissoute. Pour une aire de sédimentation donnée, l'importance de la fraction siliceuse croit avec la profondeur de dépôt.

Tri mécanique.

Les résidus de décarbonatation d'une pluie de particules comprennent souvent une fraction détritique, le plus souvent argileuse ; les sédiments qui résultent de cette pluie sont donc des argilites radiolaritiques ou des radiolarites argileuses. Les radiolarites "pures" seront donc obtenues le plus souvent après des resédimentations sur des pentes ou sous l'action de courants divers,

permettant le tri mécanique des radiolaires d'une part, des argiles d'autre part. Ainsi les alternances d'argilites et de radiolarites déposées au Callovo-Oxfordien dans les sillons briançonnais sont probablement dues au dépôt périodique soit de sables à radiolaires dans un sédiment autochtone constitué par les argilites, soit de turbidites, dont les parties grossières et fines sont constituées respectivement par les sables à radiolaires (futures radiolarites) et les argilites (futurs schistes).

IV.7.2. Facteurs favorisant le processus chimique de silicification

IV.7.2.1. Présence de matière organique.

Il est remarquable que dans la série pélagique briançonnaise, ainsi d'ailleurs que dans beaucoup d'autres séries pélagiques, les cherts se soient formés préférentiellement dans des calcaires gris-noir ou gris-bleu, qui semblent contenir de la matière organique, soit parce que la sédimentation a eu lieu en milieu réducteur, soit parce que cette matière a été apportée mécaniquement puis enfouie avant d'avoir été oxydée. On peut donc raisonnablement s'interroger avec W. BERGER (1974) sur le rôle tenu par la matière organique dans la genèse des cherts. U. VON RAD et H. ROESCH (1974) pensent que sa présence peut favoriser la précipitation de lussatite. En fait, l'influence de la matière organique n'a pu être prouvée en Briançonnais, puisque d'assez nombreux exemples de cherts ont été trouvés dans des sédiments oxydés. Il est à mon avis plus probable que les processus de silicification d'une part, et la conservation de la matière organique d'autre part, soient issues parallèlement d'une même cause, à savoir les caractéristiques de sédimentation qui font l'objet du paragraphe suivant.

IV.7.2.2. Taux de sédimentation, stratification, stabilité des sédiments après leur dépôt.

Pour atteindre des taux de silice nécessaires à la précipitation d'opales, les eaux interstitielles doivent nécessairement être isolées de l'eau de mer. C'est pourquoi certains auteurs (VON RAD et ROESCH, 1974 ; BERGER, 1974) pensent qu'un taux de sédimentation assez élevé est nécessaire pour permettre cette isolation par un enfouissement rapide et régulier. De nombreuses coupes du Briançonnais (voir entre autres Soureliou) montrent clairement qu'un taux de sédimentation très faible n'empêche pas, bien au contraire, la formation des cherts. Il faut cependant noter que les taux de sédimentation que nous pouvons calculer dans les séries fossiles sont des taux *globaux* ou *moyens* sur d'assez longues périodes, et non les taux propres à chaque banc.

Plus important me semble le fait que les futurs calcaires à cherts ont été déposés en bancs compacts, quoique minces, et n'ont pas été perturbés par la suite, excepté par certains glissements sédimentaires relativement peu violents ; en particulier ils ont été beaucoup moins remaniés que le calcaire de Guillestre. Ces propriétés, caractéristiques d'un environnement plutôt constant et d'une relative stabilité des fonds, ont très certainement favorisé la création de ces milieux interstitiels isolés de l'eau de mer, dans lesquels le taux de silice pouvait croître et l'opale précipiter, tandis que, corrélativement, la matière organique échappait à l'oxydation ; des sédiments tels que le calcaire de Guillestre par contre, remaniés plusieurs fois après leur premier dépôt, ont probablement à chaque remaniement rendu à l'eau de mer une partie de la silice qu'ils contenaient tandis que la matière organique était systématiquement oxydée.

On trouve dans la littérature des exemples de taux de silice très faibles dans les eaux interstitielles situées dans les derniers mètres de la colonne sédimentaire (LANCELOT, 1973). Ce phénomène est dû, soit à des échanges entre les eaux interstitielles et l'eau de mer en raison de leur promiscuité, soit, dans le cas de taux de sédimentation élevés, à un temps trop bref pour avoir permis la dissolution complète des organismes siliceux. Les exemples issus de la série pélagique briançonnaise argumentent vigoureusement la deuxième solution.

IV.7.2.3. Porosité, perméabilité, granulométrie.

La porosité et la perméabilité des futurs calcaires à cherts sont fonction du taux d'argiles, faible et peu variable dans ces sédiments, et de la granulométrie qui, elle, varie notablement : les calcaires à cherts sont une alternance de micrites fines à radiolaires et de sables calcaires, constitués essentiellement d'échinodermes ou de microbrèches. Il semble, sans que cela soit une règle générale, que les cherts se sont formés dans les zones de granulométrie les plus grossières, en raison d'une porosité (?) et surtout d'une perméabilité plus grandes.

CHAPITRE V - LES FORMATIONS DETRITIQUES

	Page
V.1. LES OLISTOLITES	63
V.2. LES BRECHES	64
V.2.1. Constitution et structure. Dimension des corps	64
V.2.2. Mise en place	64
V.2.3. Distribution	65
V.2.4. Quelques faciès particuliers	65
V.2.4.1. Les brèches "sans matrice"	65
V.2.4.2. Les calcaires argileux "farcis"	65
V.3. LES MICROBRECHES	65
V.3.1. Description générale. Mode de dépôt. Distribution	65
V.3.2. Quelques cas particuliers	66
V.3.2.1. Les calcarénites à débris de crinoïdes marquant les hiatus sédimentaires	66
V.3.2.2. Les microbrèches à débris d'encroûtements	66
V.4. LES PELITES ET LES ARGILITES	67
V.4.1. Description. Mise en place. Distribution	67
V.4.2. Un faciès particulier : les argilites ou pélites noires ("black shales")	67
V.5. LES "FACIES RECONSTITUES"	70

CHAPITRE V. LES FORMATIONS DETRITIQUES

Les sédiments détritiques briançonnais sont extrêmement variés : olistolites, brèches chaotiques ou peu calibrées, microbrèches, calcarénites, grès, pélites, argilites. Je ne décrirai pas ici toutes ces formations dans le détail, mais seulement celles qui présentent quelque originalité ou dont les caractéristiques m'ont le plus aidé dans les reconstitutions paléomorphologiques et paléotectoniques du Briançonnais : 1) les olistolites ; 2) les brèches, et en particulier les brèches dites "sans matrice" et les calcaires argileux "farcis" ; 3) les microbrèches, et en particulier : (a) les calcarénites à débris de crinoïdes marquant les hiatus sédimentaires, (b) les microbrèches à débris d'encroûtements ; 4) les pélites et les argilites, et en particulier les argilites noires ; 5) les "faciès reconstitués" (brèches triasiques reconstituées, quartzites werféniens reconstitués, micaschistes reconstitués).

V.1. LES OLISTOLITES.

La sédimentation des olistolites s'est faite quasi exclusivement durant la période Vraconien-Sénonien inférieur. On en trouve dans le Massif des Cerces (arête de Privé), dans la partie externe de la nappe de Champcella (Aiguillas), dans la nappe de Roche-Charnière (Pl. VI, ph. 3), notamment entre le sommet du même nom et la Tête de Gaulent, et surtout dans la nappe de Peyre-Haute, vers la crête de Maravoise-Moulière, où ils "farcissent" les calcaires argileux du Turonien supérieur (?)-Sénonien inférieur (voir coupes de Peyre-Haute, de la Moulière).

Les olistolites peuvent être classés en deux groupes. Certains sont des blocs issus du substratum des séries pélagiques (carbonates du Trias moyen et supérieur, plus exceptionnellement quartzites du Werfénien, conglomérats, grès et schistes permocarbonifères, ou encore roches cristallines antécarbonifères). D'autres sont constitués par des plaques de sédiments pélagiques, en général peu épaisses mais souvent très étendues (plusieurs centaines, voire plusieurs milliers de mètres carrés), qui ont glissé sur des pentes créées par une tectonique synsédimentaire. On trouve ainsi souvent des plaques de calcaires à cherts du Crétacé inférieur, resédimentées dans les pélites vraconiennes ou cénomaniennes, ou dans les calcaires argileux du Turonien supérieur ou du Sénonien inférieur. De tels remaniements sont facilités par la condensation des séries, où les termes vraconiens, par exemple, ne sont séparés que de quelques mètres de la base des calcaires à cherts du Crétacé inférieur. Dans certains cas, ces olistolites ne sont plus constitués d'une seule formation sédimentaire, mais de plusieurs dont l'empilement n'a pas toujours été affecté par le transport : ainsi, au Pic du Mélézein, un énorme bloc de dimensions kilométriques est un probable olistolite, montrant une succession stratigraphique assez proche de certaines coupes du Massif des Cerces (Dogger massif, brèches, calcaires à zones siliceuses, brèches à nouveau, calcschistes (?)) ; cet olistolite aurait glissé au Crétacé supérieur (Turonien supérieur ou Sénonien inférieur) et se serait redéposé dans les calcaires argileux de l'aire de Peyre-Haute.

Les distances parcourues par ces olistolites devaient pouvoir atteindre une dizaine de kilomètres, comme le montrent les exemples de calcaires à cherts, provenant probablement de l'aire de Champcella, et resédimentés dans l'aire de Peyre-Haute.

V.2. LES BRECHES.

V.2.1. Constitution et structure. Dimension des corps

Les brèches présentent six caractéristiques sédimentologiques principales.

1) L'énorme majorité des éléments détritiques proviennent du substratum carbonaté triasique. Les éléments de carbonates du Dogger ou du Malm (pour les brèches crétacées) sont beaucoup plus rares. Les éléments provenant du socle siliceux sont exceptionnels, sauf en certains points, par exemple dans l'aire de Souliers (zone d'Acceglio). Ceci tient au fait que l'érosion du substratum atteint rarement les couches siliceuses (Werfénien et Permien), protégées par plusieurs centaines de mètres de carbonates de plate-forme triasiques ; de plus le rapport d'épaisseur entre Dogger et Malm d'une part, carbonates du Trias d'autre part (souvent largement inférieur à 1/10) entraîne bien évidemment une même proportion d'éléments détritiques provenant de ces formations.

2) Les éléments détritiques sont très généralement anguleux.

3) Les brèches sont cimentées par un sédiment pélagique (radiolarite, argilite, le plus souvent calcaire noduleux ou calcaire argileux, très rarement calcaire à cherts).

4) Le volume occupé par la matrice des brèches est très variable selon les points : de quasi absente dans les "brèches sans matrice" (Pl. VI, ph. 2) où les espaces séparant les plus gros éléments sont colmatés par des granules dolomitiques de toutes tailles, la matrice peut devenir prépondérante dans le faciès "calcaires ou calcschistes farcis" (Pl. VI, ph. 1).

5) Les brèches sont rarement classées ou litées (sauf en certains points, comme à Tête Noire).

6) Les corps de brèches ont une extension en surface en général limitée : quelques centaines de m2 souvent, plus rarement quelques km2 ; le corps le plus étendu qu'on puisse trouver dans le domaine d'étude semble être celui qui peut être suivi sur tout le bord oriental du synclinal des Cerces, orienté N-S, soit sur 4 km environ ; son extension en surface devait donc atteindre une dizaine de km2.

V.2.2. Mise en place

Les points 2, 3, 4, 5 et 6 montrent clairement que le dépôt de ces brèches a été la conséquence d'écroulements de reliefs localisés, sous l'eau et en milieu pélagique. Ces reliefs étaient très probablement des falaises créées par des failles dans les périodes de crises tectoniques. Le matériel était peu transporté et formait des éboulis au pied de ces escarpements.

Certaines brèches montrent des signes évidents d'une mise en place brutale, en une seule fois, confirmée par les déformations de la partie supérieure des sédiments les supportant : ainsi, aux Rochers Plats du Lac Blanc, une brèche très peu classée (à l'exception de quelques centimètres de microbrèche à son toit),

épaisse de quelques mètres, a apparemment dévalé les pentes pour se déposer en force sur le calcaire noduleux du Berriasien, cassant les bancs supérieurs de celui-ci et les ravinant (Pl. VI, ph. 4, 5 et 6).

V.2.3. Distribution

Les éléments des brèches ont été peu transportés et les brèches sont donc restées cantonnées dans les aires les plus instables qu'elles servent à caractériser (Galibier-Cerces ; Tête Noire-Queyrellin ; Roche Charnière ; Souliers).

V.2.4. Quelques faciès particuliers

V.2.4.1. Les brèches "sans matrice" (Pl. VI, ph. 2)

Les brèches "sans matrice" doivent leur nom à l'absence apparente de matrice entre les éléments. Les espaces entre les plus gros éléments sont occupés par de plus petits éléments, entre lesquels se glissent de minuscules gravelles. Tous les contacts entre ces éléments sont plus ou moins stylolitisés. En l'absence de véritable matrice, vestige d'un sédiment autochtone, et donc de faune, il est impossible de dater ces brèches, sinon par encadrement.

Ces brèches d'un faciès particulier sont le résultat du dépôt d'éboulis consécutifs à des écroulements de reliefs en milieu sous-marin, sur des aires où la sédimentation pélagique autochtone est très lente. On peut estimer que ces brèches se déposaient à proximité immédiate des reliefs générateurs.

Les brèches sans matrice les plus spectaculaires sont constituées d'éléments anguleux de carbonates triasiques (voir coupe des Brèches du Lac Blanc, des Rochers Plats du Lac Blanc).

V.2.4.2. Les calcaires argileux "farcis".

Contrairement aux brèches précédentes, les calcaires argileux "farcis" sont des formations détritiques où la matrice occupe un volume prépondérant et ennoie les différents clastes. Ce type de formation devait être plutôt caractéristique des bordures latérales ou distales du cône d'éboulis. On peut voir de tels faciès, notamment dans le massif Galibier-Cerces (ex : coupes du Pic de la Bruyère) ou dans la nappe de Roche Charnière (ex : coupe de la Vipère).

V.3. LES MICROBRECHES

V.3.1. Description générale. Mode de dépôt. Distribution.

Les microbrèches déposées au Malm et au Crétacé-Paléocène dans le domaine briançonnais sont de diverses sortes : dolarénite, calcarénite (souvent bioclastique), et plus exceptionnellement grès (à l'Oxfordien, au Crétacé supérieur-Paléocène, et plus rarement au Crétacé inférieur). Les microbrèches dolomitiques et calcaires non bioclastiques proviennent, comme les brèches, du démantèlement du substratum triasique ou jurassique moyen. Les bioclastites sont constituées

le plus souvent de *Saccocomidae* (Pl. XI, ph. 2, 3) ou d'articles de crinoïdes (Pl. XI, ph. 4), assez rarement de radiolaires, de foraminifères planctoniques, d'ammonites et de gastéropodes, ou d'un mélange de ces organismes.

Les microbrèches sont le plus souvent stratifiées (stratifications parallèles, obliques, entrecroisées), quelquefois granuloclassées (Pl. XI, ph. 5), et sont souvent déformées par des glissements synsédimentaires. Selon les cas, elles peuvent être considérées comme les parties distales de coulées bréchiques ou comme les parties proximales de coulées turbides, et ont donc été déposées au bout d'une grande distance de transport, plus grande en tout cas que dans le cas des brèches précédemment décrites ou des calcaires noduleux. De fait elles se sont déposées préférentiellement dans les sillons (Champcella, N.D. des Neiges), ou dans les zones en pentes permettant le passage des sillons aux plateaux (Galibier, Condamine).

V.3.2. Quelques cas particuliers.

Certaines calcarénites présentent un faciès particulier et/ou occupent une position privilégiée dans la colonne sédimentaire ; c'est la raison pour laquelle je les décrirai et interpréterai leur mode de dépôt.

V.3.2.1. Les calcarénites à débris de crinoïdes marquant les hiatus sédimentaires (Pl. XI, ph. 4).

On peut souvent observer à la base du calcaire de Guillestre, par exemple en de nombreux points de l'aire de Peyre-Haute, un niveau épais de quelques centimètres, riche en débris de crinoïdes ; ce niveau surmonte immédiatement le hard-ground marquant le toit des formations du Dogger ou du Trias. De même, dans la même région, le hiatus séparant le toit du Malm des premiers calcaires argileux du Crétacé supérieur est marqué par de minces niveaux ou lentilles de sables calcaires constitués d'articles de crinoïdes. On peut voir là la conséquence de deux phénomènes :

1) Les crinoïdes peuvent encore se fixer sur une pente alors que la boue ne peut plus s'y maintenir, ou vivre encore sur une aire balayée par un courant qui empêche par ailleurs tout dépôt de particules sédimentaires. La mort naturelle de ces organismes, ou accidentelle dans le cas d'une secousse sismique, donnera donc en contrebas un sable formé pratiquement uniquement d'entroques.

2) Lorsque l'intensité de la pente ou du courant qui étaient à l'origine de la lacune de sédimentation décline, les particules les plus grosses se déposent les premières ; c'est le cas ici des débris de crinoïdes.

V.3.2.2. Les microbrèches à débris d'encroûtements.

Sur les surfaces de discontinuités marquant les hiatus sédimentaires, on peut trouver des microbrèches comportant un fort pourcentage de débris de "choux-fleurs" phosphatés et/ou ferro-manganifères. La mise en place de cette microbrèche s'effectue de la même manière que la précédente, après démantèlement d'un pavement par des secousses sismiques par exemple ; de fait on observe très fréquemment le mélange entroques/débris d'encroûtements. Ce microconglomérat est intéressant en ce sens qu'il souligne une lacune de sédimentation, presque aussi sûrement qu'un encroûtement minéralisé qui serait resté en place.

V.4. LES PELITES ET LES ARGILITES.

V.4.1. Description. Mise en place. Distribution.

Le dépôt des pélites et des argilites s'est effectué lors des deux crises tectoniques principales qui ont affecté le Briançonnais.

1) Au Callovo-Oxfordien, la quantité globale d'argiles est relativement faible, le grain est très fin, et les argilites sont souvent intercalées avec des radiolarites. Trois interprétations de ces faits sont possibles :

a) Ces argilites sont la terminaison vers l'océan du prisme des "terres noires" oxfordiennes dont le développement est maximal en domaine dauphinois ; elles arrivent en apports saccadés dans un sédiment autochtone radiolaritique.

b) Les argiles constituant ces argilites ne sont pas terrigènes, mais néoformées.

c) Ces argilites sont constituées par les produits de l'érosion sous-marine du socle cristallin antécarbonifère ou des schistes permo-carbonifères, dénudés à la faveur de reliefs créés par les mouvements tectoniques callovo-oxfordiens. Nous verrons aux chapitres VIII et IX que l'étude géochimique apporte des arguments en faveur de cette hypothèse.

2) Au Vracono-Turonien, la quantité globale d'argiles est beaucoup plus importante, et leur caractère détritique n'est pas niable, comme le montre en particulier, dans la nappe de Champcella, la diminution vers l'Est de la granulométrie et de l'épaisseur de cette formation, prouvant une direction d'apport de l'Ouest vers l'Est et un transport assez long. La production de pélites et d'argilites est clairement liée à la dénudation du socle siliceux en certains points (domaine d'Acceglio dans sa presque totalité, coupes du Peyron et de la Vipère dans l'aire de Roche-Charnière, du Lac de Châtelard dans l'aire de Tête Noire-Queyrellin). L'apparition de grains de chlorites détritiques dans les sédiments datés du Vraconien est un signe caractéristique de cette destruction du socle (voir coupes de l'Aiguillas, du Pont du Villars, de Clot-la-Cime). Cet apport de chlorites, joint à celui de tourmalines, de micas et bien sûr de quartz, va se poursuivre jusqu'au Turonien. La production de micas et de quartz va continuer pendant tout le Crétacé supérieur, et semblera encore s'amplifier au début du Tertiaire.

V.4.2. Un faciès particulier : les argilites ou pélites noires ("black shales").

Les argilites callovo-oxfordiennes et vracono-cénomaniennes sont le plus souvent de couleur sombre, grise, gris-noir et noire ; leur faciès rappelle celui de certains "black shales" déposés aux mêmes époques dans les océans actuels (ex : siltstones et claystones noirs aptiens et albiens de l'Atlantique Central) ou fossiles (ex : marnes noires dauphinoises). Cette couleur pourrait être due à la présence d'une petite fraction de carbone organique, dont le pourcentage oscille entre 0,15 et 1 pour la plupart des échantillons, et 2,25 pour le plus riche d'entre eux. La figure V.1 donne le détail de ces valeurs, ainsi que celles des index d'hydrogène et d'oxygène tirés de la pyrolyse programmée des roches (appareil ROCK EVAL ; ESPITALIE et al., 1977). La figure V.2 situe les échantillons briançonnais en fonction de leurs indices d'oxygène et d'hydrogène et de leur position par rapport aux chemins d'évolution des matières organiques de référence,

N° éch.	Coupe	Age	C.min.	C.org.	HC/100g	IH/C.org.	IO/C.org.	IH + HC/1g	IO/1g
73/424	Coul.Queyrellin	Crét.sup.	4.84	.72	6.4	30.	181.	.28	1.30
73/429	Coul.Queyrellin	Crét.sup.	9.28	.27	1.8	0.	193.	.02	.52
75/154	Grand Aréa	Call.Oxf.	1.72	.14	1.8	0.	107.	.02	.15
74/774	Cristol	Call.Oxf.	3.44	.78	2.1	0.	83.	.02	.65
74/780	Grand Aréa	Crét.inf.	4.84	.42	2.9	7.	102.	.06	.43
76/20	Aiguillas	Crét.sup.	7.72	.19	1.8	9.	253.	.04	.48
74/126	Soureliou	Cénom.	3.00	.29	1.1	0.	231.	.01	.67
75/229	Chagne	Vrac. ?	1.32	.16	1.8	20.	169.	.05	.27
75/230	Chagne	Vrac.?	.36	2.26	3.8	1.	19.	.07	.43
74/511	Pont du Villars	Crét.inf.	.80	.86	3.5	3.	56.	.06	.48

Fig. V-1 - Pourcentages en carbone organique, index d'hydrogène et d'oxygène présentés par différents échantillons d'argilites noires briançonnaises.

C.min. = carbone minéral, exprimé en pourcentage du poids de roche. C.org. = carbone organique, exprimé en pourcentage du poids de roche. HC/100g = poids d'hydrocarbure libre (c'est-à-dire libéré dès le début de la pyrolyse) exprimé en mg, divisé par 100 g. IH/C.org. = index d'hydrogène (nombre sans dimension égal au rapport de la quantité d'hydrocarbure libéré par le kérogène, sur le carbone organique). IO/C.org. = index d'oxygène (quantité de CO_2 libéré lors de la pyrolyse, divisée par le carbone organique. IH + HC/1g = quantité d'hydrocarbure totale, exprimée en mg/g. IO/1g = quantité de CO_2 libéré par la pyrolyse, exprimée en mg/g.

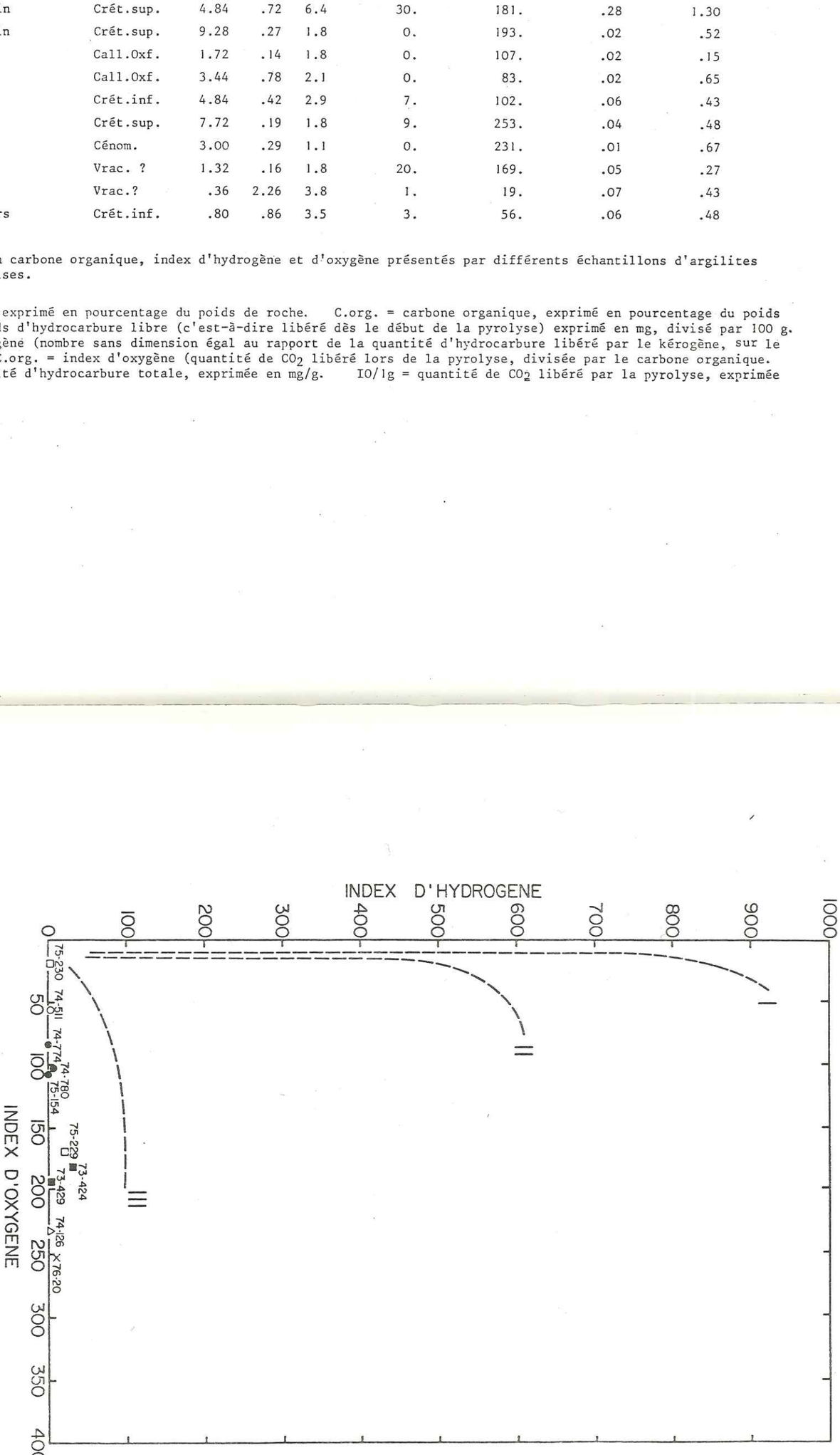


Fig. V-2 - Diagramme des index d'hydrogène et d'oxygène de différents échantillons d'argilites noires briançonnaises.

I, II, III : chemins d'évolution diagénétique des matières organiques de référence.

I et II : matières organiques d'origine aquatique, marine ou non.

III : matières organiques d'origine continentale.

Voir exploitation du diagramme dans le texte.

soit d'origine aquatique, marine ou non (types I et II), soit d'origine continentale (tvpe III). Les échantillons examinés ont un index d'hydrogène très faible à nul (< 30) : assortie de faibles index d'oxygène (< 100), cette caractéristique traduit une évolution diagénétique très avancée de la matière organique et qui masque l'origine de ce matériel ; assortie d'index d'oxygène plus élevés, elle correspond à une matière organique résiduelle dont les états d'altération, météoriques ou autres, ne permettent pas non plus d'en retrouver l'origine. Dans ce dernier cas, les teneurs en carbone organique sont le plus souvent faibles ou très faibles (entre 0,15 et 0,30 %).

V.5. LES "FACIES RECONSTITUES"

Les "faciès reconstitués" sont des formations détritiques qui tendent à mimer la formation d'origine des éléments détritiques. Les plus célèbres d'entre eux sont les "micaschistes reconstitués" décrits par M. LEMOINE (1967) dans le domaine d'Acceglio.

Leur dépôt répond à deux conditions essentielles :

1) Les éléments détritiques doivent provenir d'une seule formation, à laquelle la formation détritique déposée ressemblera peu ou prou. Cette condition nécessite des écroulements de reliefs localisés, et un transport bref qui ne permettra aucune "pollution" par un autre matériel détritique.

2) La sédimentation doit être très lente sur l'aire de dépôt, pour éviter tout mélange avec le sédiment pélagique autochtone.

Ces deux conditions sont assez souvent réalisées en Briançonnais au Malm et au Crétacé et, de fait, ces formations assez particulières y sont assez nombreuses :

. "Brèches triasiques reconstituées" (voir coupe des Brèches du Lac Blanc, des Rochers Plats du Lac Blanc, du sommet de Queyrellin, de N.D. des Neiges etc.) : ce sont des brèches "sans matrice" à éléments calcaréodolomitiques du Trias. Leur aspect massif les différencie cependant relativement bien des vraies brèches d'âge triasique, telles que les formations carniennes. Par contre, qu'elles se soient déposées au Malm ou au Crétacé supérieur, leur faciès est rigoureusement identique, ce qui ajoute encore à la difficulté de leur datation.

. "Quartzites werféniens reconstitués" : Certaines coupes (ex : Aiguillas) montrent au Vracono-Cénomanien des lentilles quartzitiques mimant les faciès du Werfénien, dont il est difficile de dire s'il s'agit de véritables grès resédimentés grain à grain ou d'olistolites.

. "Micaschistes reconstitués" : Ils sont faits de micas arrachés au socle cristallin antécarbonifère par les érosions sous-marines accompagnant ou suivant les crises tectoniques, et miment de véritables micaschistes ; seule la présence, çà et là, de clastes exotiques (carbonates triasiques, "verrucano" permien) trahit leur véritable origine. Ils se sont surtout formés dans l'aire de Souliers (domaine d'Acceglio), où les érosions du substratum furent les plus profondes.

CHAPITRE VI. LES ENCROUTEMENTS MINERALISES

	Page
VI.1. LES ENCROUTEMENTS FERROMANGANIFERES DANS LES OCEANS ACTUELS	73
VI.1.1. Distribution	73
VI.1.2. Sédiments encaissants et environnement de dépôt	73
VI.1.3. Morphologie	74
VI.1.4. Minéralogie	74
VI.1.5. Composition chimique	74
VI.1.5.1. Variations	74
VI.1.5.2. Corrélations	75
VI.1.6. Formation des nodules et encroûtements	75
VI.1.6.1. Source des métaux	75
VI.1.6.2. Processus de formation	76
VI.1.6.3. Taux d'accrétion	77
VI.2. LES DEPOTS PHOSPHATES DANS LES OCEANS ACTUELS	77
VI.2.1. Distribution	77
VI.2.2. Description	78
VI.2.3. Minéralogie	78
VI.2.4. Composition chimique	78
VI.2.5. Genèse des phosphates	78
VI.2.5.1. L'accumulation de débris phosphatés	78
VI.2.5.2. Précipitation directe à partir de l'eau de mer	78
VI.2.5.3. Genèse par remplacement de la calcite	79
VI.2.5.4. Précipitation organique	79
VI.3. LES ENCROUTEMENTS FERROMANGANIFERES ET PHOSPHATES EN BRIANCONNAIS	80
VI.3.1. Les divers types d'encroûtements	80
VI.3.1.1. Les foraminifères encroûtants	80
VI.3.1.2. Les "choux-fleurs"	82
VI.3.1.3. Les "colonnettes"	82
VI.3.2. Minéralogie	82
VI.3.3. Position des encroûtements dans la série	82
VI.3.3.1. Les encroûtements du Jurassique supérieur	83
VI.3.3.2. L'encroûtement marquant la lacune du Crétacé inférieur	83
VI.3.3.3. L'encroûtement marquant la lacune du Crétacé terminal (?) et du début du Paléocène	85
VI.3.4. Environnement et conditions de sédimentation	87
VI.3.4.1. Influence de la tectonique synsédimentaire, de la morphologie du fond marin, des courants	87
VI.3.4.2. Conditions oxydoréductrices	87
VI.3.5. Mode de formation	88
VI.3.5.1. Différenciation croûtes et nodules	88
VI.3.5.2. Les encroûtements d'origine biologique	88
VI.3.5.3. Les encroûtements diagénétiques (chimiques)	88
VI.3.5.4. Taux d'accrétion	90
VI.3.6. Conclusion	90

CHAPITRE VI. LES ENCROUTEMENTS MINERALISES

Ce chapitre comporte deux parties :

La première (VI.1 et VI.2) est faite d'un rapide tour d'horizon bibliographique sur les encroûtement ferromanganifères et phosphatés dans les océans actuels, et sur les différents modes de formation proposés par les auteurs.

La deuxième (VI.3) traite des encroûtements Fe - Mn - P briançonnais.
VI.3.1. Les divers types d'encroûtements (foraminifères encroûtants, "choux-fleurs", "colonnettes").
VI.3.2. Minéralogie.
VI.3.3. Position des encroûtements dans la série et description des encroûtements du Jurassique supérieur (VI.3.3.1), du Crétacé inférieur (VI.3.3.2), du Paléocène (VI.3.3.3).
VI.3.4. Environnement et conditions de sédimentation.
VI.3.5. Mode de formation.
VI.3.5.1. Différenciation croûtes/nodules.
VI.3.5.2. Encroûtements d'origine biologique.
VI.3.5.3. Encroûtements diagénétiques.
VI.3.6. Conclusion.

VI.1. LES ENCROUTEMENTS FERROMANGANIFERES DANS LES OCEANS ACTUELS.

VI.1.1. Distribution

Le très grand intérêt économique et scientifique porté ces dernières années aux nodules Fe-Mn a motivé de nombreuses recherches dans toutes les mers du globe ; de nombreux gîtes d'encroûtements ont ainsi été trouvés dans les zones profondes des domaines océaniques (Pacifique, Indien, Atlantique), dans des mers de dimensions beaucoup plus réduites et peu profondes (Mers Baltique , Noire, de Barentz, de Kara etc.), et même dans les grands lacs ; ces formations sont plus exceptionnelles sur les marges continentales des océans.

VI.1.2. Sédiments encaissants et environnement de dépôt.

Les sédiments contenant les nodules sont variés et dépendent directement du lieu de sédimentation et de ses caractéristiques (distance du continent, proximité d'un volcanisme, profondeur, morphologie du fond, position latitudinale). Leurs deux traits essentiels semblent être d'une part un taux de sédimentation faible (1-3 m/Ma selon CRONAN, 1977) ou nul, d'autre part un degré d'oxydation élevé, indice d'un environnement bien oxygéné ; ces deux conditions sont réalisées en particulier sur les aires soumises à des courants de fond, signalées pour être spécialement productrices de nodules (aires profondes : MERO, 1962, 1965 ; PAUTOT et MELGUEN, 1975 ; hauts-fonds : MURRAY et RENARD, 1891 ; AUMENTO et al., 1968 ; CRONAN, 1977 ; plateaux : PRATT et MAC FARLIN, 1966 ; MANHEIM, 1972).

Ainsi, la grande profondeur n'est pas un facteur nécessaire à la genèse

des nodules, mais elle semble conditionner leur valeur économique : en effet les nodules à haute teneur en Ni et Cu semblent être localisés dans les zones les plus profondes, le plus souvent dans les boues siliceuses et les argiles rouges présentes sous la profondeur de compensation des carbonates (HOFFERT et al., 1980 ; PAUTOT et al., 1980)

VI.1.3. Morphologie

Les formes prises par les encroûtements polymétalliques sont innombrables et ont suggéré aux auteurs des noms imagés qui parlent d'eux-mêmes (pea, penny, cannonballs, potatoes, grapes, slabs, hamburgers, choux-fleurs, etc.). Il s'agit soit de croûtes d'un seul tenant, recouvrant de larges surfaces (pavements) soit de nodules constitués d'un *coeur* enveloppé par un *cortex* qui contient la minéralisation. Le coeur est le plus souvent un élément détritique provenant du substratum ; il peut être dans certains cas constitué de minéraux néoformés sur le fond (argiles, zéolites). Le cortex, épais de quelques millimètres à quelques centimètres, est brun, noir ou brun-noir selon sa composition chimique. Il montre le plus souvent des couches grossièrement concentriques plus ou moins régulières et de teintes différentes ; ces couches peuvent être dans certains cas beaucoup plus irrégulières et présenter des figures telles que biseaux et troncatures brutales (SOREM et FEWKES, 1977 ; RAAB et MEYLAN, 1977). Certains nodules présentent une nette polarité et semblent n'avoir pas bougé pendant leur formation (RAAB et MEYLAN, 1977). Des fractures, radiales ou concentriques, dues probablement à un retrait lors de la diagénèse du nodule, affectent fréquemment cet ordonnancement (SOREM et FEWKES, 1977 ; RAAB et MEYLAN, 1977) ; nous verrons plus loin l'importance de ce fait.

VI.1.4. Minéralogie

Les minéraux les plus couramment reconnus dans le cortex des encroûtements sont des oxy-hydroxydes de fer ou de manganèse comme les manganites (BUSER et GRUETTER, 1956 ; MANHEIM, 1965 ; CRONAN, 1967 ; CALVERT et PRICE, 1970 ; GLASBY, 1972), la todorokite et la birnessite (CRONAN et TOOMS, 1969 ; BURNS et BURNS, 1977) et plus rarement la ramsdellite, le psilomélane et la goethite (MANHEIM, 1965) ; R. SOREM et R. FEWKES (1977) et D. CRONAN et J. TOOMS (1968) citent un oxyde de fer amorphe, que R. BURNS et V. BURNS (1977) déterminent comme étant un oxy-hydroxyde ferrique polymère.

Des variations minéralogiques peuvent être discernées 1) d'une couche à l'autre du cortex (SOREM, 1967 ; CRONAN et TOOMS, 1968 ; SOREM et FEWKES, 1977), 2) entre le haut et le bas du nodule, lorsque la position de croissance du nodule peut être reconstituée (RAAB et MEYLAN, 1977), 3) d'un environnement à l'autre : selon F. MANHEIM (1965) et S. CALVERT et N. PRICE (1977), le degré d'oxydation pourrait être moins élevé à moindre profondeur.

VI.1.5. Composition chimique

VI.1.5.1. Variations.

Les compositions chimiques des nodules sont fréquemment homogènes à l'intérieur d'une même aire de sédimentation, mais peuvent varier fortement d'une aire à l'autre (MERO, 1962 ; CRONAN, 1977). Elles dépendent de la proximité

des continents ou des foyers volcaniques, de la profondeur (CRONAN et TOOMS, 1969 ; EMERY et UCHUPI, 1972). Les nodules formés sur des fonds peu profonds, en particulier, se distingueraient des nodules profonds par leur taux de carbonate élevé, leur taux en phosphore supérieur, leur moindre richesse en oligoéléments (CALVERT et PRICE, 1977) ; cependant, dans le détail, l'opinion des auteurs varie : certains y trouvent plus de Co, Pb, V et Ba, et moins de Ni et Cu (CRONAN et TOOMS, 1969), plus de fer et de carbone organique (MANHEIM, 1965).

Des variations de composition sont également sensibles à l'intérieur des nodules :

. d'une couche du cortex à une autre, traduisant les variations des conditions physicochimiques qui ont régné lors de la formation de ces encroûtements ;

. du centre à la périphérie du nodule, en raison de diffusions diagénétiques probables vers le coeur ou vers le sédiment ;

. entre le haut et le bas du nodule, lorsque celui-ci n'a pas bougé au cours de sa formation (RAAB et MEYLAN, 1977).

VI.1.5.2. Corrélations.

Les corrélations entre éléments (éléments en traces/fer ; éléments en traces/manganèse ; éléments en traces entre eux) ou entre éléments et profondeur ont été abondamment recherchées dans l'espoir de constituer un guide de prospection. Malheureusement, en raison sans doute de la complexité des environnements de dépôts et peut-être du mode de formation des encroûtements, les résultats obtenus sont quelquefois contradictoires. J. MURRAY et P. BREWER (1977) résument l'essentiel des corrélations rapportées dans la littérature à ce jour. Citons toutefois, parmi les plus connues et les moins contestées, les corrélations Mn-Ni, Mn-Cu, Mn-Co.

Ces corrélations sont dues à des phénomènes d'absorption (GOLDBERG, 1954), ou de substitution d'ions dans les édifices cristallins, facilités par le grain très fin et la large surface spécifique des oxydes ferromanganifères (BURNS et BURNS, 1977 ; CRONAN, 1977), et sont donc naturellement fonction de la minéralogie des oxydes (CRONAN et TOOMS, 1969).

VI.1.6. Formation des nodules et encroûtements.

VI.1.6.1. Source des métaux.

Trois principales sources possibles de métaux ont été proposées à ce jour : 1'eau de mer de composition normale ou subnormale (MURRAY et BREWER, 1977 ; SOREM et FEWKES, 1977), 1'eau de mer enrichie en ions métalliques par des épanchements volcaniques proches (BONATTI et NAYUDU, 1965 ; ARRHENIUS et BONATTI, 1965 ; SOREM et FEWKES, 1977) ou par "léchage" de roches volcaniques, ou encore par des solutions d'origine hydrothermale (RAAB et MEYLAN, 1977).

VI.1.6.2. Processus de formation.

Les processus proposés pour la formation des encroûtements sont assez différents selon les auteurs ; il est possible également que le mode de formation ne soit pas unique pour tous les encroûtements et diffère selon les conditions de milieu. On peut distinguer quatre types principaux de processus :

a) Précipitation directe à partir de l'eau de mer, enrichie ou non.

C'est le type de processus le plus souvent cité dans la littérature (voir entre autres : GOLDBERG, 1954 ; MURRAY et BREWER, 1977 ; SOREM et FEWKES, 1977 ; KARPOFF et al., 1980), malgré la difficulté qu'a l'eau de mer à être sursaturée vis-à-vis des oxydes ou des hydroxydes ferromanganifères, et plus encore vis-à-vis des oxydes de cobalt, de cuivre ou de nickel. Après avoir observé la création de films bruns ferrugineux sur des débris de tests ou sur certains minéraux comme la palagonite ou la phillipsite, R. BURNS et V. BURNS (1977) imaginent un processus d'encroûtement *débutant* dans des micro-milieux à haut pH engendrés par la dissolution et l'hydrolyse de débris organiques ou de minéraux. L'encroûtement se poursuivrait ensuite par une authigénèse cristalline, empilant en alternance différents minéraux de fer ou de manganèse ayant des édifices cristallins relativement semblables (phénomène de l'épitaxie). R. BURNS et V. BURNS citent ainsi plusieurs couples de minéraux de fer et de manganèse pouvant alterner dans un édifice cristallin : ramsdellite-goethite, hollandite-akaganéite, MnO_2 et $FeOOH.xH_2O$. Ce processus de genèse paraît pouvoir expliquer les différences de couleur et de nature des concrétions du cortex.

b) Précipitation à partir de l'eau de mer, par l'intermédiaire de colloïdes.

E. GOLDBERG et G. ARRHENIUS, en 1958, ont proposé le processus suivant : l'eau de mer étant saturée en fer au-dessus d'un pH égal à 8, celui-ci précipite sous la forme de particules colloïdales qui piègent les métaux rares par attirance électrique ; d'autre part l'oxyde de fer présente par la finesse de son grain une grande surface de contact à l'eau de mer et joue le rôle de catalyseur dans la précipitation du manganèse (voir aussi à ce sujet VARENTSOV, 1975). J. MURRAY et P. BREWER (1977), bien qu'ils penchent pour un processus d'une autre nature (voir ci-dessus), n'écartent pas la possibilité d'une précipitation colloïdale du fer. R. SOREM et R. FEWKES (1977), enfin, proposent un double processus de genèse avec 1) précipitation de colloïdes, donnant les niveaux d'oxyde de fer amorphe qu'ils observent dans les nodules et 2) précipitation directe, donnant naissance aux niveaux d'oxyde de manganèse finement cristallins.

c) Précipitation à partir des eaux interstitielles.

Le manganèse, plus mobile en milieu réducteur ou d'un degré d'oxydation faible, serait mobilisé dans les sédiments, migrerait vers le haut et précipiterait à l'interface eau/sédiment dans un environnement oxydant (MANHEIM, 1965 ; LYNN et BONATTI, 1965 ; RENARD et al., 1976 ; CALVERT et PRICE. 1977) ; W. RAAB et M. MEYLAN (1977) proposent un processus identique, mais à partir de bains d'origine hydrothermale imprégnant les sédiments.

d) Fixation par l'intermédiaire plus ou moins direct d'organismes.

J. GRAHAM et S. COOPER (1959), H. EHRLICH (1963, 1972) proposent une

fixation des métaux par des bactéries ; de même C. MONTY (1971, 1973) montre, dans des nodules du Blake Plateau qu'il a préalablement traités pour en éliminer les oxydes métalliques, des empilements successifs de films qu'il attribue aux mêmes organismes. Pour F. MANHEIM (1965), les bactéries, sans avoir un rôle effectif dans la fixation des métaux, pourraient intervenir pour dissoudre ces derniers dans les interstices des sédiments et fournir ainsi le matériel nécessaire à l'élaboration des nodules. J. GREENSLATE enfin (1974) note la participation de foraminifères benthiques à la construction de nodules de manganèse.

VI.1.6.3. Taux d'accrétion.

La plupart des auteurs, se fondant sur les méthodes de datation radiométriques (^{230}Th, ^{10}Be, potassium/argon, méthode des fissions) s'accordent pour trouver des taux d'accrétion très lents, variant de 1 à 40 mm/Ma, avec une moyenne de quelques mm/Ma (BENDER et al., 1966 ; KU et GLASBY, 1972 ; KU, 1977) ; T. KU (1977), pour sa part, double ses calculs de méthodes non radiométriques (recherches d'inversion de champ magnétique d'âge connu, transformation des acides aminés, palagonitisation du coeur d'un nodule ou du substrat d'un pavement) et trouve des chiffres du même ordre de grandeur.

D'autres auteurs cependant proposent un taux d'accrétion beaucoup plus rapide (BONATTI et NAYUDU, 1965 ; LALOU et BRICHET, 1975) ; ces dernières en particulier mettent en doute la fiabilité de la méthode ^{230}Th, qui nécessite des mesures précises sur le dernier millimètre périphérique du nodule, sujet aux pollutions et aux érosions lors du carottage et des manipulations. En outre, elles observent un excès de thorium instable dans les coeurs des nodules qu'elles ont traités ; elles en déduisent donc logiquement que ces nodules se sont formés relativement rapidement, en plusieurs milliers d'années par exemple.

Variation du taux d'accrétion : les nodules peu profonds semblent se former beaucoup plus rapidement que les autres : 0,01 à 1 mm/an (MANHEIM, 1965) ; 0,03. 10^{-3} mm/an, (KU et GLASBY, 1972).

VI.2. LES DEPOTS PHOSPHATES DANS LES OCEANS ACTUELS.

VI.2.1. Distribution

La répartition des dépôts phosphatés dans les océans actuels semblent être contrôlée par trois facteurs essentiels : la *profondeur*, la *morphologie du fond marin* et la *position latitudinale du lieu de dépôt*. En effet la plupart des dépôts phosphatés se situent à des profondeurs modestes, entre 50 m et quelques centaines de mètres de profondeur, sur des plates-formes continentales, des plateaux, des hauts-fonds, et plus rarement dans des dépressions peu profondes ; cependant on a pu trouver des niveaux phosphatés à des profondeurs beaucoup plus importantes, jusqu'à 2000 ou 3000 m (SLANSKY, 1964 ; KENNETT, HOUTZ et al., 1974). D'autre part, comme l'a fait remarquer R. SHELDON (1964), les gisements de phosphate se forment préférentiellement entre 5° et 45° de latitude, avec un maximum vers 23°.

VI.2.2. Description.

Les phosphates d'origine marine se présentent sous trois faciès principaux : 1) concrétions s'ordonnant en formes diverses : empilements flexueux d'aspect stromatolitique, boulets, nodules, pisolites, oolites, pseudoolites, grains ; 2) accumulations de débris phosphatés tels que débris osseux ; 3) sédiments de natures primitives diverses, phosphatisés au cours de la diagénèse.

VI.2.3. Minéralogie.

Les phosphates sédimentaires marins sont des variétés d'apatite ; leurs compositions peuvent prendre théoriquement toutes les valeurs intermédiaires entre la fluorapatite, la carbonatapatite et l'hydroxylapatite. En fait la majorité d'entre eux sont des carbonatapatites ou des carbonate-fluorapatites.

VI.2.4. Composition chimique.

Les apatites ayant pour formule générale $Ca_5X(PO_4)_3$ où X peut être remplacé théoriquement par OH, F, Cl ou 1/2 CO_3, les compositions pondérales des phosphates marins seront de l'ordre de 55 % de CaO, 42 % de P_2O_5 et 2 à 3 % de fluor et/ou de CO_3.

De nombreux éléments peuvent en outre rentrer dans la composition des phosphates par substitution partielle du calcium et du phosphore : ainsi Na, K, Mn, Sr, Mg et C peuvent remplacer Ca, tandis que S, Si, As, V et C peuvent remplacer P (MAC CONNELL, 1938). S. LANDERGREN (1958) cite d'autres corrélations du phosphore avec le baryum, le chrome, l'aluminium et surtout les terres rares.

VI.2.5. Genèse des phosphates.

La genèse des phosphates semble plus simple ou tout au moins mieux connue que celle des nodules Fe-Mn en raison de l'influence depuis longtemps remarquée des faibles profondeurs, de la morphologie et des positions tropicales ou subtropicales des aires recevant des dépôts phosphatés.

VI.2.5.1. L'accumulation de débris phosphatés.

Les dépôts de débris phosphatés peuvent se produire dans deux environnements complètement différents, soit (1) permettant la prolifération des espèces participant à la formation des phosphates par leurs sécrétions ou leur déjections, ou encore, après leur mort, par l'accumulation de certains éléments de leurs squelettes, soit au contraire (2) tuant ces espèces brutalement et sélectivement.

VI.2.5.2. Précipitation directe à partir de l'eau de mer.

C'est le processus proposé dès 1937 par A. KASAKOV et largement suivi depuis dans ses grandes lignes. Selon ce dernier, le phosphate était maintenu en solution dans les eaux profondes, en raison d'une pression partielle en CO_2 élevée; l'abaissement brutal de cette pression, lors de remontées d'eaux froides profondes sur les marges continentales (upwellings), permettait la précipitation du phosphate sur le fond. Cette théorie avait le principal mérite d'expliquer le rôle joué par la faible profondeur de dépôt. Depuis, les théories prônant la précipitation directe du phosphate ont repris ce processus en le généralisant.

.G. DE BELINKO (1969 a et b) expérimente la précipitation directe des apatites en ajoutant une solution basique à un bain phosphaté acide ; il obtient dans l'ordre les précipitations suivantes : phosphate, calcaire, gel de silice ; quand il introduit la solution phosphatée acide dans la solution basique, l'ordre des précipitations diffère : gel de silice, phosphate, calcaire.

. D'après J. KRAMER (1964), l'eau du Pacifique est en moyenne légèrement sursaturée, à toutes températures, vis-à-vis de l'hydroxylapatite et de la carbonate-fluorapatite, tandis qu'elle n'est sursaturée vis-à-vis de la calcite et de l'aragonite qu'au-dessus de 14° et 20°, respectivement ; ainsi un courant froid ascendant peut, en se réchauffant légèrement, déposer du phosphate, à l'exclusion de tout calcaire.

En conclusion, le processus de précipitation directe peut être résumé de la manière suivante : le phosphate, retenu dans les eaux acides (NATHAN et LUCAS, 1971, 1976 ; DE BELINKO, 1969 a et b ; KASAKOV, 1937 ; SMIRNOV et al., 1962, in DE BELINKO, 1969a) et/ou froides (SLANSKY, 1964) précipite au contact d'eaux de pH ou de températures plus élevés ; ce phénomène se produit naturellement sur les côtes continentales de latitude subtropicale ou tropicale lorsque les upwellings constitués d'eaux froides profondes ou d'origine polaire rencontrent les eaux superficielles plus chaudes. De tels contacts entre eaux chaudes et froides ne sont cependant pas nécessairement liés aux phénomènes d'upwellings et pourraient se produire à beaucoup plus grande profondeur (2000 ou 3000 m ; SLANSKY, 1964). Enfin, J. KRAMER (1964) nous donne les raisons pour lesquelles la précipitation peut ne donner que du phosphate.

VI.2.5.3. Genèse par remplacement de la calcite.

Pour L. AMES (1959) le remplacement de la calcite par des concentrations basses de phosphate (et pouvant rester très éloignées des concentrations de saturation) est le principal mécanisme de formation des phosphates sous-marins ; il note en particulier que le carbonate peut entrer dans le réseau cristallin de l'apatite. B. D'ANGLEJAN (1967) propose un processus analogue et précise que la calcite est dissoute dans le même temps qu'elle est remplacée par le phosphate. G. BATURIN et al. (1959) évoquent une "minéralisation" (précipitation ?) des eaux interstitielles du sédiment. Enfin L. CAYEUX (1939), L. VISSE (1948), R. PARKER et W. SIESSER (1972) citent de nombreux remplacements de particules ou d'organismes calcaires par le phosphate.

VI.2.5.4. Précipitation organique.

Une théorie intéressante a été développée par D. MAC CONNEL (1965), mettant en exergue, à côté d'une précipitation "classique" inorganique, le rôle d'une enzyme, présente dans la salive de certains animaux et susceptible d'être présente dans certaines cavités d'organismes, et qui aurait la faculté de précipiter le phosphate.

De même l'association stromatolites et phosphate est fréquente : il n'est donc pas impossible que les organismes (algues ou bactéries) responsables des concrétions interviennent dans la fixation de l'élément.

VI.3. LES ENCROUTEMENTS FERROMANGANIFERES ET PHOSPHATES EN BRIANCONNAIS.

Dans le domaine briançonnais, les lacunes de sédimentation sont marquées soit par une discontinuité simple (chap. XI et XII), soit par des fonds durcis ou hard-grounds, soit par de minces concentrations minérales constituées de divers types d'encroûtements (Pl. VII et VIII).

VI.3.1. Les divers types d'encroûtements.

On peut distinguer trois types principaux d'encroûtements (fig. VI.1) :

1) les encroûtements constitués par des *agglomérats de foraminifères encroûtants* (Pl. XXVII, ph. 3) ;

2) les *encroûtements en "choux-fleurs"*, présentant des concavités à rayons de courbure de l'ordre du millimètre ou plus (Pl. XXVI, ph. 1 ; Pl. XXVII, ph. 2) ; ces "choux-fleurs" sont souvent reliés latéralement entre eux et forment des encroûtements continus s'ordonnant en surfaces grossièrement concentriques autour du noyau du nodule, ou parallèles au toit de la formation encroûtée ;

3) les *encroûtements en "colonnettes"*, sortes de petits choux-fleurs, à petit rayon de courbure, de quelques dizaines à quelques centaines de microns ; les "colonnettes" sont le plus souvent isolées les unes des autres, par exemple noyées dans une matrice micritique (Pl. XXIX, ph. 2, 3, 4, 5 et 6).

Ces encroûtements sont en général très typés, mais peuvent présenter parfois des formes ambiguës, soit en raison de tailles intermédiaires entre les types 2 et 3, soit en raison de la nature minéralogique de l'encroûtement (les choux-fleurs 2 étant beaucoup plus caractéristiques quand ils sont phosphatés), soit encore et surtout dans le cas d'un mélange intime de deux types distincts (Pl. XXVI, ph. 1 ; Pl. XXVII, ph. 3).

VI.3.1.1. Les foraminifères encroûtants.

On peut classer les foraminifères encroûtants en deux groupes, en fonction de leur taille et de la nature de leur test.

a) Les foraminifères à test calcitique (Pl. XXVII, ph. 1).

Ce sont les plus nombreux ; il semble s'agir dans tous les cas de nubéculaires (dét. G. LUCAS). Ils se présentent en chapelets de loges de 50 à 300 microns de diamètre, plus ou moins allongées, qui s'enchevêtrent et s'accumulent en pelotons serrés ; ils peuvent se situer également dans des petites cavités ouvertes dans le noyau du nodule ou dans le sédiment supportant la croûte, sans qu'on puisse déterminer s'ils ont été directement responsables de la perforation.

b) Les foraminifères à tests agglutinés.

Ils sont beaucoup moins abondants que les précédents, mais sont néanmoins très souvent présents, au nombre de un ou deux individus isolés dans l'encroûtement. Leurs loges sont beaucoup plus volumineuses que celles des nubéculaires.

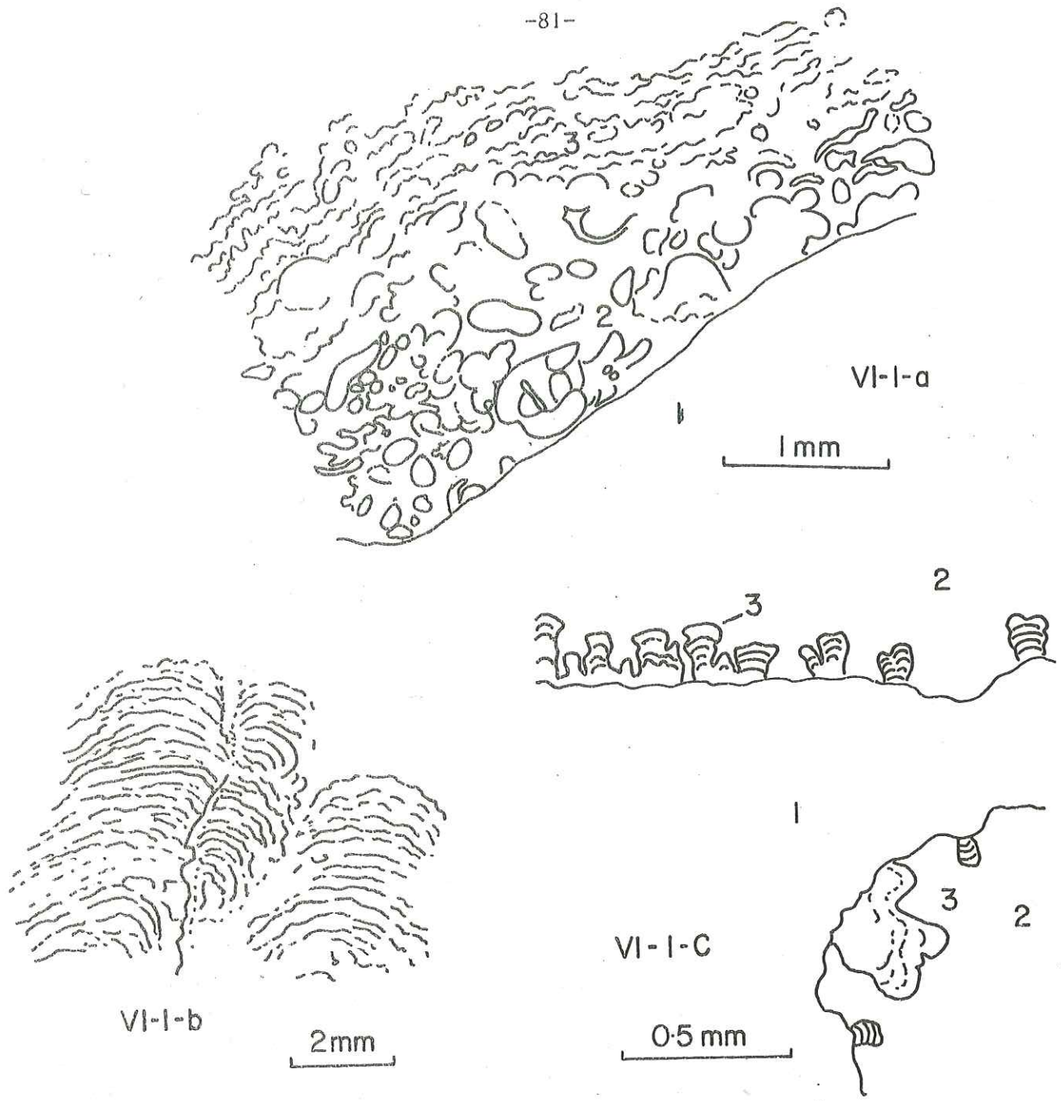


Fig. VI. 1. Les divers types d'encroûtements.

VI.1a. : Foraminifères encroûtants.
1. Substratum (ou noyau). 2. Foraminifères encroûtants non déformés. 3. Foraminifères encroûtants déformés (et partiellement dissous ?)

VI.1b. : Encroûtements "en choux-fleurs".

VI.1c. : Encroûtements "en colonnettes"
1. Autre type d'encroûtement (peloton de foraminifères ou "choux-fleurs"). 2. Micrite. 3. "Colonnettes" ; leur polarité est perpendiculaire aux épontes à partir desquelles elles se développent, et donc non conforme à la polarité stratigraphique.

VI.3.1.2. Les "choux-fleurs".

Ce sont des concrétions constituées de fines laminations de formes bothryoïdales. Les unités élémentaires de ces surfaces bothryoïdales peuvent être grossièrement assimilées à des portions de sphères, dont le rayon de courbure, de l'ordre de millimètre ou plus, est nettement plus élevé que celui des "colonnettes". La section de ces surfaces, visible en lames minces, offre l'aspect caractéristique de choux-fleurs (fig. VI.1, Pl. XXVII, ph. 2) ; la convexité des arcs de cercles élémentaires composant les choux-fleurs donne le sens de la polarité stratigraphique. Parfois les choux-fleurs peuvent être isolés en colonnes, séparés par des espaces de structure plus confuse ; ils peuvent aussi se rattacher latéralement les uns aux autres et donner des croûtes continues et boursouflées.

VI.3.1.3. Les "colonnettes".

Ces structures sont constituées de laminations très nettes, beaucoup plus que les précédentes ; elles sont également plus arquées et généralement isolées en colonnettes, à l'intérieur d'un sédiment ou d'un autre type d'encroûtement. Elles sont statistiquement plus nombreuses à la base des encroûtements ou encore à la périphérie des nodules. La convexité de leurs courbures est tournée, parfois dans le même échantillon, tantôt vers le haut, tantôt vers le bas, (fig. VI.1. ; Pl. XXIX, ph. 2 et 5) ; dans ce dernier cas, elles apparaissent le plus souvent dans des cavités qu'elles moulent étroitement et qu'elles semblent avoir creusées elles-mêmes. Parfois elles semblent prendre appui sur des stylolites. Nous verrons plus loin l'importance de ces observations.

VI.3.2. Minéralogie.

La minéralogie des encroûtements briançonnais dépend évidemment de leur degré de métamorphisme : en Briançonnais externe, le fer, le manganèse et le phosphore sont respectivement exprimés sous la forme d'*hématite* (ou plus rarement de *goethite)*, de *psilomélane barytique* et de *fluorapatite* ou de *carbonate-fluorapatite*. La *calcite* et certaines argiles, telles que l'*illite* et surtout la *chlorite*, sont présentes. Le *quartz* est également représenté, soit sous la forme d'une pâte microcristalline dans les niveaux les plus siliceux, soit sous la forme d'éléments détritiques piégés dans les encroûtements, soit encore en tant qu'élément constitutif des foraminifères à tests agglutinés. D'autres minéraux détritiques peuvent être présents, comme des *micas*, des *chlorites* et des *tourmalines*. En Briançonnais interne la plupart de ces minéraux sont transformés et d'autres apparaissent, tels la *bixbyite*, la *rhodonite*, la *braunite*, et plus rarement la *pyrosmalite* et la *barytine*.

VI.3.3. Position des encroûtements dans la série.

La série pélagique briançonnaise comporte trois niveaux principaux d'encroûtements, tous formés en périodes de lacunes sédimentaires :

1) au Callovien (?)-Oxfordien inférieur ;
2) au Crétacé inférieur (de Berriasien supérieur à Vraconien) ;
3) à la limite Crétacé supérieur-Paléocène.

D'autres niveaux correspondent à des lacunes de sédimentation d'extensions et d'amplitudes moindres : ainsi ceux du Jurassique supérieur et du Berriasien du Massif du Galibier, de Combrémond et du Monte Maniglia dans la zone d'Acceglio ; ceux du Sénonien dans la 4e écaille à l'Eychauda, ou éventuellement ceux du Crétacé supérieur à Roche Gautier ou à la carrière de la Lame.

VI.3.3.1. Les encroûtements du Jurassique supérieur (Pl. VII, ph. 2 ; Pl. VIII, ph. 1, 2, 4 et 5).

Constitution

Deux types d'encroûtements sont reconnus dans les sédiments du Jurassique supérieur : 1) les "choux-fleurs", dans lesquels alternent de fines laminations de calcite, d'hématite, de psilomélane et éventuellement d'apatite, et 2) les foraminifères encroûtants, dont le test, primitivement calcitique, a quelque fois été épigénisé en chlorite ou en hématite au cours d'une diagénèse tardive ou sous l'influence du métamorphisme alpin ; les interstices subsistant entre ces foraminifères ou dans leurs loges sont comblés par une matrice d'oxydes de fer et/ou de manganèse.

Composition chimique

La minéralisation dominante est constituée d'oxydes de fer et de manganèse, accompagnés d'un peu de phosphate dans l'aire de Peyre-Haute qui, à cette époque, correspondait à un haut-fond ; par contre les encroûtements formés sur les aires les plus orientales, qui étaient à cette époque les plus ouvertes à l'influence océanique, sont quasi exclusivement manganésifères. Les variations de composition chimique des encroûtements minéralisés en fonction de l'âge et du lieu de dépôt seront traitées dans les chapitres VIII et IX.

VI.3.3.2. L'encroûtement marquant la lacune du Crétacé inférieur (Pl. VII, ph. 3)

Constitution

Quand cet encroûtement est complet et bien développé, comme au Lac de l'Ascension, on peut y distinguer cinq niveaux successifs (fig. VI.2 ; Pl. XXVIII, ph. 2) avec, de bas en haut :

1) un niveau gris vert où les colonnettes prédominent, perforant des lentilles de micrite à foraminifères planctoniques, d'âge vraconien ; les colonnettes sont en général phosphatées, plus rarement calcitiques ;
2) un niveau vert d'eau, constitué cette fois de "choux-fleurs", également phosphatés, présentant de fréquentes laminations chloriteuses ;
3) des choux-fleurs calcaires et ferrugineux, et un peu phosphatés, rouges ou bruns ;
4) un nouveau niveau de choux-fleurs plus phosphatés ;
5) des choux-fleurs plus ferrugineux.

Les trois premiers niveaux sont présents dans presque tous les encroûtements de cet âge : sur le terrain, on peut donc distinguer nettement un horizon inférieur vert, correspondant aux niveaux 1 et 2, puis un horizon rouge, correspondant au niveau 3. Les niveaux 4 et 5 sont plus rares ; quand ils existent, ils forment un horizon rouge supérieur.

Les nubéculaires sont rares dans les encroûtements de cet âge et n'apparaissent que dans l'horizon rouge supérieur, riche en hématite.

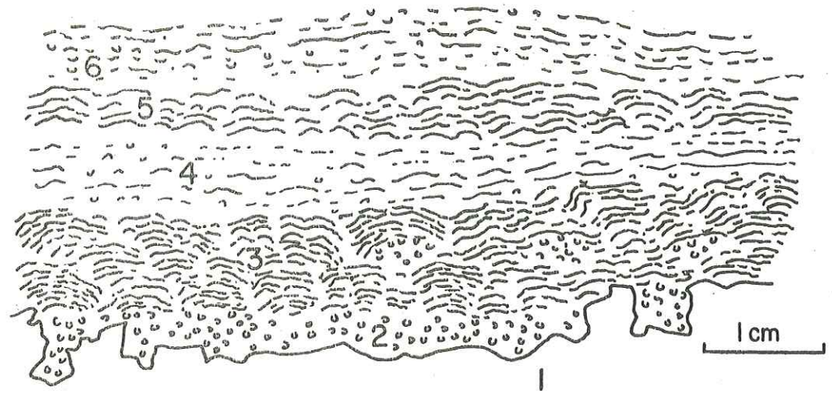


Fig. VI.2. La succession des encroûtements minéralisés marquant la lacune du Crétacé inférieur au Lac de l'Ascension.

1. Calcaire du Jurassique supérieur, corrodé et perforé à sa surface supérieure.
2. Micrite dans laquelle se sont développées de nombreuses "colonnettes" phosphatées (premier niveau, gris-vert).
3. "Choux-fleurs" phosphatés et chloriteux (deuxième niveau, vert d'eau), isolant quelques plages de micrite dans lesquelles se sont développées des "colonnettes" phosphatées.
4. "Choux-fleurs" et rares nubéculaires, essentiellement calcaires et hématitiques, un peu phosphatés (troisième niveau, rouge).
5. "Choux-fleurs" phosphatés, calcaires et hématitiques (quatrième niveau, légèrement rouge).
6. "Choux-fleurs" et rares nubéculaires, semblables à 4 (cinquième niveau, rouge).

Composition chimique.

Cet encroûtement est surtout phosphaté (niv. 1, 2, 3, 4) et ferrugineux (niv. 3, 5). Sa caractéristique principale est l'absence quasi totale de manganèse, sauf dans les aires les plus orientales, qui étaient les plus ouvertes à l'influence océanique. Les éléments traces associés sont donc essentiellement ceux qui accompagnent habituellement le phosphate : le fluor et les terres rares (voir chap. VIII et IX).

Age

Etant donné la longue durée de la lacune de sédimentation (35 Ma, du Berriasien au Vraconien, et parfois plus encore lorsque la lacune s'est prolongée jusqu'au Cénomanien ou jusqu'au Turonien), l'âge de cet encroûtement peut être très variable. Deux solutions extrêmes sont possibles, ainsi que toutes les solutions intermédiaires :

1) l'encroûtement s'est construit très lentement et régulièrement depuis le début jusqu'à la fin de la lacune ;

2) il ne s'est formé que pendant une petite partie du temps de lacune.

En fait, les seuls organismes ayant une valeur stratigraphique et présents dans cet encroûtement sont les foraminifères planctoniques caractéristiques de l'Albien, le plus souvent du Vraconien. Or ces marqueurs existent déjà dans le niveau inférieur à colonnettes. Il est donc probable que l'encroûtement s'est formé entièrement pendant la dernière partie de la lacune, c'est-à-dire pendant le Vraconien, ou éventuellement plus tard encore lorsque la lacune s'est prolongée (voir coupe de Saint-Crépin).

VI.3.3.3. L'encroûtement marquant la lacune du Crétacé terminal (?) et du début du Paléocène (Pl. VII, ph. 1 ; Pl. VIII, ph. 3).

Constitution (fig. VI.3 ; Pl. XXVI, ph. 1, 2, 3 ; Pl. XXVII, ph. 1 et 3).

Ces croûtes et nodules extrêmement typés ont été décrits en détail dans des travaux précédents (BOURBON, 1971 a et b). Autour d'un noyau, ou sur un substratum plan dans le cas des croûtes, se disposent trois couches successives :

1) *Un système de "colonnettes"* s'élabore à partir du noyau du nodule. Ces "colonnettes" sont tournées vers l'extérieur de la structure, au contraire de celles qui apparaissaient dans l'encroûtement vraconien et qui étaient souvent tournées vers le bas stratigraphique ; elles sont composées d'une alternance de phosphate prédominant, d'hématite ou de psilomélane, plus rarement de calcite.

2) *Des "choux-fleurs"* calcitiques, hématitiques, psilomélaniques, apatitiques ou chloriteux, alternent avec des couches de nubéculaires à tests calcitiques, plus rarement phosphatés ou chloriteux, contenus dans une matrice d'oxydes de fer et de manganèse. Dans la majorité des cas la proportion en nubéculaires augmente progressivement vers la périphérie, traduisant un passage à la couche externe.

3) *Un agglomérat de nubéculaires* dans une matrice d'oxydes de fer et/ou de manganèse forme un encroûtement extérieur relativement épais, de l'ordre

du centimètre. Ces organismes y sont aplatis, alors qu'ils ne sont pas déformés dans les couches les plus internes du nodule ; il faut probablement voir là l'effet de la compaction différentielle du nodule dont les couches internes devaient déjà être indurées, contrairement aux couches périphériques, au moment où les sédiments commençaient à se déposer au-dessus d'elles.

Cette structure est fréquemment perturbée par des fractures, parfois radiales, mais plus souvent grossièrement concentriques et situées préférentiellement soit entre noyau et cortex, soit entre les dernières couches du cortex et le sédiment. Ces fractures sont dues probablement au retrait de la matière lors de la diagénèse ; les espaces qu'elles ont engendré ont été remplis par un matériel sub-isotrope composé essentiellement d'apatite, et pigmenté par les oxydes de fer et de manganèse.

Composition chimique (voir aussi chap. VIII et IX).

La caractéristique essentielle des nodules paléocènes est leur composition mixte, à la fois riche en phosphate, en oxydes de fer et en oxydes de manganèse ; chaque minéralisation élémentaire correspond à une concrétion élémentaire du nodule, résultant soit de migrations différentielles d'éléments lors de la diagénèse ou du métamorphisme, soit plutôt de l'influence de conditions ambiantes variables lors de l'accrétion du nodule.

Les associations d'éléments traces découlent directement de cette diversité de la minéralisation et sont celles du phosphate (F, terres rares), des oxydes de manganèse (Ba, Co, Ni, Cu), des oxydes de fer (V).

Age

Il est probablement paléocène pour trois raisons :

1) Les faunes des rares lentilles de sédiment piégées dans les encroûtements sont paléocènes.

2) Dans le cas où les sédiments du Crétacé supérieur sont absents, on peut se demander si l'encroûtement aurait pu commencer à se former dès cette époque (ex : carrière de la Lame). Cependant on ne peut mettre en évidence aucun ordre chronologique dans la succession verticale des éléments de calcaire micritique encroûtés, qui pourrait signifier une formation lente d'un encroûtement pendant toute la durée du Crétacé supérieur, piégeant au fur et à mesure de sa formation des éléments de calcaire de plus en plus jeunes. Il est donc plus probable que la *totalité* de l'encroûtement est sinon paléocène, du moins contemporaine du plus récent des éléments encroûtés ou postérieure à celui-ci (Maestrichtien), et que les éléments de calcaire micritique piégés dans l'encroûtement ont tous été remaniés à cette époque.

3) Les nubéculaires sont des organismes relativement volumineux (ordre de grandeur du diamètre des loges : 50 à 300 µ) et il leur fallait probablement peu de temps pour construire des pelotes de quelques centimètres de diamètre, même en tenant compte d'éventuels arrêts de croissance, qui apparaissent peu probables d'ailleurs à l'examen ; on conçoit ainsi qu'un encroûtement se terminant au Paléocène, n'a pu commencer bien longtemps avant (voir VI.3.5.4).

VI.3.4. Environnement et conditions de sédimentation.

VI.3.4.1. Influence de la tectonique synsédimentaire, de la morphologie du fond marin, des courants.

L'essentiel des lacunes de sédimentation est dû à l'influence de la *tectonique*, ainsi que des modifications de reliefs qu'elle entraîne, et des *courants marins* :

1) Des pentes suffisamment fortes peuvent empêcher tout dépôt de sédiment, même pendant une période d'activité tectonique nulle.

2) Des pentes, même très faibles, peuvent empêcher tout dépôt si elles sont soumises à l'action répétée de secousses sismiques.

3) Les courants marins, s'ils sont suffisamment forts, interdisent toute sédimentation sur les parties les plus exposées de la morphologie.

La première lacune importante de la série pélagique briançonnaise, datée du Callovo-Oxfordien, est probablement liée à un événement tectonique majeur : l'effondrement de ce secteur de la marge, qui a provoqué la création de pentes faibles ou fortes, de surcroît instables et éventuellement balayées par des courants (courants de fond, upwellings).

La deuxième grande lacune de la série, datée du Crétacé inférieur, est plus probablement due à l'action des courants (voir chap. XII). La formation de l'encroûtement, par contre, semble liée à l'événement tectonique vraconien, qui en créant de nouveaux reliefs a pu provoquer un léger confinement du milieu, favorable à la genèse des phosphates (voir chap. XI).

La lacune de la limite Crétacé-Tertiaire ne semble pas correspondre à un événement tectonique majeur et limité dans le temps. Il pourrait éventuellement s'agir de l'enregistrement local d'une instabilité un peu plus grande à cet instant, dans une région où les reliefs, créés selon les points à l'Albien, au Cénomanien ou au Turonien, restaient ensuite instables pendant tout le Crétacé supérieur et exposés à des courants éventuels. En fait l'ubiquité de telles lacunes ou condensations, à la fin du Crétacé supérieur ou au début du Tertiaire, accompagnées de dépôts de phosphates, sur tout le pourtour de la Téthys, laisse à penser que ces phénomènes et ces dépôts particuliers devaient avoir une cause commune, qui pourrait avoir été une position latitudinale propice aux upwellings.

VI.3.4.2. Conditions oxydoréductrices.

Les encroûtements datés du Jurassique supérieur et du Paléocène se sont manifestement formés dans des conditions très oxydantes, découlant probablement d'un brassage important des eaux. L'encroûtement daté du Vraconien est plus complexe en ce sens qu'il semble débuter dans des conditions moins oxydantes, sinon plus réductrices (couche inférieure verte). Le phosphate est alors seul exprimé, avec les argiles et le carbonate, à l'exclusion des oxydes Fe-Mn. Lorsque le milieu devient franchement oxydant, les oxydes de fer et de manganèse apparaissent, tandis que le phosphate subsiste. Cette succession d'encroûtements, d'abord à dominante phosphatée puis à dominante d'oxydes Fe-Mn, est assez classique et a souvent été signalée dans les océans (KARPOFF et al., 1980, TOOMS et al., 1969) et s'explique bien par une augmentation du Eh à pH constant, comme le montre la figure IX.10. La présence de couches chloriteuses dans les nodules paléocènes suggère soit d'éventuelles brèves périodes à Eh décroissant dans une période généralement oxydante, soit une altération métamorphique d'argiles plus conformes à un environnement oxydant.

VI.3.5. Mode de formation.

VI.3.5.1. Différenciation croûtes et nodules.

A une époque donnée, les types d'encroûtements et leurs structures sont les mêmes dans les croûtes et dans les nodules, qui semblent donc se former dans les mêmes conditions. En fait c'est la morphologie et le degré d'induration du substratum, et la présence d'éléments libres sur le fond, qui décident de la formation de nodules ou de pavements : les fonds plats durcis vont naturellement donner des pavements (ex : croûtes oxfordiennes sur le toit du Dogger, croûtes vraconiennes sur le toit du Tithonique ou du Berriasien induré), tandis que des éléments détritiques durs, mais libres sur le fond, vont être encroûtés et former des nodules (ex : éléments de carbonates du Trias ou du Dogger, libres sur des fonds durcis au Callovo-Oxfordien, ou surtout dans des boues à foraminifères planctoniques non indurées au Paléocène). Un exemple particulièrement significatif de ces phénomènes est donné par les encroûtements de la carrière de la Lame : on y observe, autour de lambeaux de vases à foraminifères planctoniques datés du Vraconien, du Cénomanien, du Turonien, du Campanien ou du Maestrichtien, des encroûtements concentriques formés probablement au Paléocène ; ces différents nodules, en croissant, se sont soudés entre eux et ont formé un fond dur, sur lequel a pu se développer un pavement fait d'un agglomérat de nubéculaires (fig. VI.4 ; Pl. XXVI, ph. 2 et 3).

VI.3.5.2. Les encroûtements d'origine biologique.

Les organismes prennent, en Briançonnais, une part primordiale dans l'élaboration des encroûtements :

1) Les nubéculaires forment l'essentiel des encroûtements ferromanganifères, en particulier au Jurassique supérieur et au Paléocène.

2) L'origine biologique des "choux-fleurs" est probable. Ils ressemblent en effet à la fois aux stromatolites algaires (M. RIOULT, communication orale) et aux "stromatolites océaniques" (MONTY, 1973) dont la construction est probablement due à des microorganismes, tels que des bactéries, tirant leur énergie vitale d'une autre source que la lumière (transformation de la matière organique, oxydation des sédiments, etc.) et a donc pu se produire à n'importe quelle profondeur. Dans le contexte paléogéographique briançonnais, la deuxième hypothèse est la plus vraisemblable.

3) On pourrait voir dans les colonnettes, dans certains cas, la trace d'organismes perforants (Pl. XXIX, ph. 3 et 4) ou encroûtants (Pl. XXVI, ph. 1). Nous allons voir dans le paragraphe suivant que ce ne peut être le cas pour une partie, sinon pour la totalité d'entre elles.

VI.3.5.3. Les encroûtements diagénétiques (chimiques).

Les encroûtements en "colonnettes" semblent s'être formés en majorité sinon en totalité, au cours de la diagénèse, soit dans des vides de sédiment, soit plus probablement *au détriment* d'un sédiment ou d'un encroûtement préexistants, comme le montrent les exemples suivants :

1) Pl. XXIX, Ph. 2 et 5 : les colonnettes ont poussé de part et d'autre d'une même surface de discontinuité qui devait être à l'époque une surface de circulation préférentielle des fluides, et qui est maintenant un stylolite.

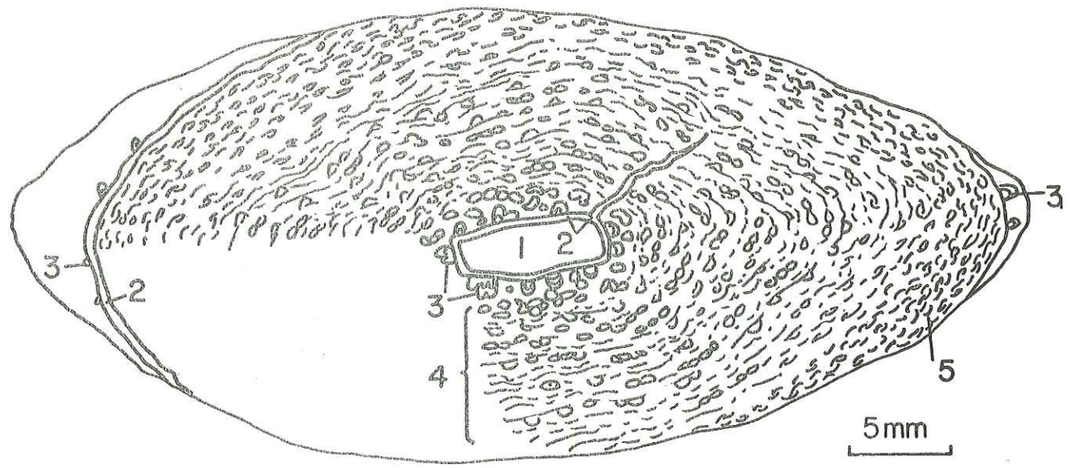


Fig. VI-3 - Structure d'un nodule paléocène.
1. Noyau. 2.Fissures concentriques autour du noyau ou à la périphérie du nodule, ou encore radiales, dues à un retrait de la matière lors de la diagénèse. 3. "Colonnettes". 4. Peloton de foraminifères encroûtants peu ou non déformés et probables "choux-fleurs". 5. Couche périphérique du nodule, constituée principalement de foraminifères encroûtants écrasés.

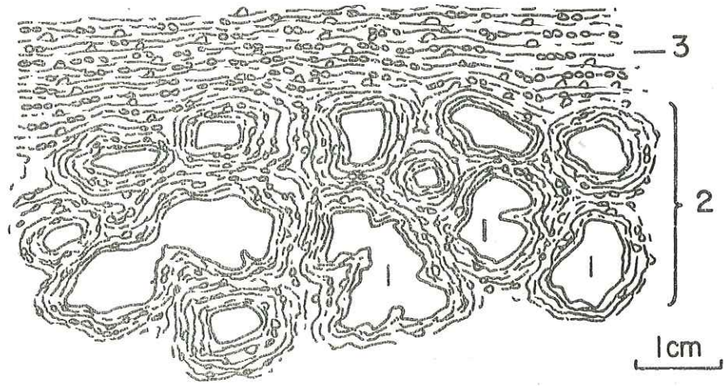


Fig. VI-4 - Encroûtement paléocène de la carrière de la Lame.
1. Noyaux, constitués de lambeaux micritiques d'âge jurassique supérieur, albien, ou crétacé supérieur. 2. Première couche, constituée par une accumulation de nodules formés autour de ces lambeaux et qui se sont soudés en croissant. 3. Deuxième couche, développée à plat sur le substratum formé par les nodules précédents.

2) Pl. XXX, ph. 4 et Pl. XXXI, ph. 4 et 5 : les colonnettes se sont développées à partir des parois d'un filon sédimentaire.

3) Pl. XXXII, ph. 1 : les colonnettes se sont développées à la périphérie du nodule et au détriment du sédiment puisqu'elles ont recoupé des plans de stratification.

4) Pl. XXXI, ph. 1, 2 et 3 : entre les colonnettes et le sédiment, on peut distinguer une zone intermédiaire où le sédiment et les fossiles sont à moitié "digérés" par des concrétions embryonnaires qui préfigurent les colonnettes définitives.

5) Pl. XXX, ph. 1 : des colonnettes se sont développées de la périphérie vers le centre d'un galet, à l'instar de dendrites de manganèse que l'on peut observer dans un galet voisin (Pl. XXX, ph. 2 et 3).

Ces types d'encroûtement "en colonnettes" ne sont pas particuliers au Briançonnais et sont très répandus dans les nodules des océans actuels (SOREM et FEWKES, 1977 ; KARPOFF et al., 1980) ou dans des concrétions fossiles (NOVBAKHT, 1968) ; ils semblent dans un grand nombre de cas pouvoir être interprétés de la même manière que dans les encroûtements briançonnais (BOURBON et al., 1980).

VI.3.5.4. Taux d'accrétion.

Les taux d'accrétion des croûtes et des nodules briançonnais sont certainement faibles, mais pas autant qu'on pourrait le supposer, pour deux raisons essentielles :

1) L'encroûtement marquant la lacune du Crétacé inférieur s'est probablement formé, nous l'avons vu, pendant la seule période du Vraconien, ou pendant une partie de celui-ci, ce qui permet de calculer un "taux par défaut" de l'ordre de 0,2 mm/Ma, certes faible, mais bien supérieur à celui de 0,03 mm/Ma qui serait celui d'un encroûtement formé régulièrement pendant tout le Crétacé inférieur. Il en est probablement de même pour les encroûtements de la limite Crétacé-Tertiaire, formés entièrement au cours du Paléocène.

2) Nous ne pouvons imaginer le taux d'accrétion des choux-fleurs, sans connaître leur véritable nature. S'il s'agit de constructions micro-organiques de type stromatolitique, ce taux peut être faible, bien que ce ne soit pas toujours le cas des tapis algaires. De même une croissance cristalline peut s'être faite très lentement.

Par contre les pelotons de nubéculaires qui, par rapport aux bactéries et aux microalgues, sont des organismes relativement volumineux (loges de 50 à 300 microns), se sont formés certainement beaucoup plus rapidement : en effet la construction en 5 Ma d'une concrétion de ce type, épaisse de 3 cm, impliquerait la formation d'*une seule* nouvelle couche de nubéculaires *tous les 30000 ans*, ce qui semble parfaitement utopique.

VI.3.6. Conclusion.

Période de formation

Les encroûtements briançonnais se forment pendant les périodes de lacune sédimentaire et probablement juste avant la fin de ces périodes :

1) *Cas du Crétacé*

La sédimentation sur l'aire de Peyre-Haute au Crétacé semble s'effectuer en trois étapes :

a) non-dépôt intégral, du Berriasien supérieur à l'Albien moyen,

b) apparition des premiers sédiments très condensés, au Vraconien, ou du Vraconien au Turonien selon les lieux ;

c) sédimentation "normale", après le Turonien.

Ces trois phases peuvent être interprétées en termes d'instabilité décroissante des conditions de sédimentation :

a) haute instabilité, due probablement à l'existence de courants ne permettant aucun dépôt, même pas la formation d'encroûtements ;

b) instabilité décroissante, due peut-être à une relative protection de l'aire de sédimentation par les reliefs nouvellement créés par la crise vraconienne (voir chap. XIII), permettant la formation de pavements ou de nodules mais empêchant tout dépôt "normal", à l'exception çà et là de très minces lentilles de calcaire micritique ;

c) retour à une stabilité et à une sédimentation normales.

2) *Cas du Jurassique supérieur*

Une évolution semblable à la précédente a pu avoir lieu au Jurassique supérieur, bien que nous ne puissions l'affirmer, en l'absence d'une datation précise de l'encroûtement :

a) Callovo-Oxfordien inférieur : non-dépôt dû à une grande instabilité, tectonique cette fois, provoquée par l'effondrement de ce secteur de la marge ;

b) Oxfordien inférieur ou moyen (?) : formation de l'encroûtement ;

c) Après l'Oxfordien moyen : dépôt du calcaire de Guillestre, puis du calcaire à calpionelles, c'est-à-dire un retour à la sédimentation normale dans des conditions d'instabilité décroissante progressive.

3) *Cas du Paléocène*

Nous ne pouvons savoir avec certitude si l'encroûtement de cet âge, mal daté, s'est formé à la fin de la lacune marquant la limite du Crétacé supérieur et du Tertiaire, elle-même en général trop brève et trop mal délimitée dans le temps ; il semble cependant que nous puissions l'affirmer lorsque la lacune s'étend à tout le Crétacé supérieur et lorsque l'âge de l'encroûtement reste apparemment paléocène (ex : Roche Gautier, Carrière de la Lame).

Lieux de formation

Les lieux de formation privilégiés des encroûtements sont des lieux préservés de tout apport détritique durant les périodes d'activité tectonique intense et/ou exposés aux courants : hauts-fonds de Peyre-Haute à l'Oxfordien et au Vraconien, de Grand Bois-Olive au Paléocène, hauts-fonds, gradins et pentes de Roche Charnière, du Galibier, de Tête Noire-Queyrellin à l'Oxfordien et au Vraconien.

Processus de formation

La genèse des encroûtements semble commandée par deux processus, l'un

organique et l'autre diagénétique :

1) *Processus organique.*

A l'interface eau-sédiment, lorsque certaines conditions physicochimiques sont réunies (instabilité latente du fond ou courants empêchant le dépôt du matériel sédimentaire, pH et Eh particuliers), le développement des organismes encroûtants forme soit des pavements sur les fonds durcis, soit des nodules autour d'éléments durs, provenant du substratum triasique ou du substratum pélagique induré. Le grand nombre de nodules de structures isotropes montre que ceux-ci étaient libres sur le fond pendant toute la durée de leur construction. Ce processus a joué un rôle prépondérant en Briançonnais, en donnant les nodules paléocènes et la majorité des encroûtements à nubéculaires du Jurassique supérieur, et probablement les pavements à choux-fleurs (stromatolites s.l.) du Vracono-Turonien.

2) *Processus diagénétique.*

En Briançonnais, ce processus est surtout intervenu dans une remobilisation des phases minérales, à l'intérieur d'encroûtements déjà formés ; cependant certains nodules formés au Jurassique supérieur (Pl. XXXII, ph. 2) ou certains niveaux de l'encroûtement vraconien, tels que le niveau à colonnettes, pourraient avoir été entièrement formés de cette manière. La mise en évidence de ce mode de formation est surtout importante en ce sens qu'elle précise que la nucléation et la croissance des nodules est possible *à l'intérieur des sédiments*, selon un processus qui pourrait être le suivant :

a) confinement des ions métalliques dans les sédiments, en raison d'un taux de sédimentation très faible ;

b) mobilisation des éléments métalliques (probablement sous une forme réduite) et circulation des fluides le long de surfaces de discontinuité préférentielles, probablement dans le sens ascendant ;

c) germination autour de nucleus au contact d'une zone oxydante (par exemple dans la zone superficielle de la séquence) ;

d) développement du phénomène avec croissance cristalline et "digestion" progressive du sédiment environnant.

Ce processus s'inscrit bien dans les mécanismes théoriques de mobilisation du manganèse proposés par G. MICHARD (1971, 1978) et D. RENARD et al. (1976). Il aurait d'autre part l'avantage de rendre compte des structures que présentent de nombreux nodules et qui témoignent d'un développement égal dans toutes les directions, moins aisé à expliquer si ces nodules se sont formés à l'interface eau-sédiment.

CHAPITRE VII - LES FIGURES SEDIMENTAIRES ET LEUR SIGNIFICATION

	Page
VII.1. PRELIMINAIRES : DEFINITION ET DESCRIPTION DES FIGURES GEOTROPES	95
VII.1.1. Figure géotrope simple	95
VII.1.2. Figure géotrope imparfaite	95
VII.1.3. Effets de toits ou d'ombrelles	97
VII.2. DEFINITION ET DESCRIPTION DES FIGURES SEDIMENTAIRES	97
VII.2.1. Les figures de transport de particules	97
VII.2.2. Les figures de transport en masses	97
VII.2.3. Les filons sédimentaires	98
VII.2.3.1. Les filons sédimentaires d'origine karstique	98
VII.2.3.2. Les filons sédimentaires d'origine tectonique	98
VII.2.4. Les bioturbations	102
VII.2.5. Les figures de croissance et de dissolution diagénétique	102
VII.2.5.1. Les figures de croissance	102
VII.2.5.2. Les figures de dissolution	103
VII.2.6. Les fenêtres	103
VII.3. REPARTITION ET AGE DES FIGURES SEDIMENTAIRES. IMPORTANCE SEDIMENTOLOGIQUE	105

CHAPITRE VII. LES FIGURES SEDIMENTAIRES ET LEUR SIGNIFICATION

Une quinzaine de figures sédimentaires essentielles ont été distinguées dans les sédiments pélagiques briançonnais, et classées en six groupes (paragraphes VII.2.1. à VII.2.6) :

1) les figures de déplacement de particules : stratifications parallèles, obliques, entrecroisées, granuloclassements ;
2) les figures de transport en masses : déformations plastiques, galets mous, nuages ;
3) les filons sédimentaires ;
4) les bioturbations ;
5) les figures dues à la diagénèse : croissance et dissolution cristalline, compaction ;
6) les "fenêtres", figures un peu énigmatiques d'origines diverses.

Leur répartition et leur importance sédimentologique sont ensuite étudiées (VII.3).

VII.1. PRELIMINAIRES : DEFINITION ET DESCRIPTION DES FIGURES GEOTROPES.

Ces figures sont extrêmement importantes pour la description et la compréhension de la plupart des autres figures sédimentaires, et méritent une définition préalable précise.

VII.1.1. Figure géotrope simple

J'appelerai "figure géotrope" ou "structure géotrope" (en anglais : "geopetal structure") toute cavité ouverte dans le sédiment ou héritée (loges d'organismes), remplie pour une part de boue, et pour l'autre part de calcite spathique diagénétique ; l'origine de la boue peut être soit externe à la cavité, lorsque celle-ci est fissurée et en communication avec le sédiment environnant, soit uniquement éboulées des épontes de la cavité, lorsque celle-ci est entièrement fermée. L'orientation de la surface séparant le culot de boue et la calcite spathique donne l'horizontalité au moment de la formation de la figure, tandis que la superposition du culot de vase et de la calcite spathique fournit la polarité stratigraphique. Des figures géotropes indiquant des polarités diverses à l'intérieur d'un même sédiment signifient que ce dernier a été remanié après l'induration du culot de boue, et avant ou après la cimentation finale par la calcite spathique.

VII.1.2. Figure géotrope imparfaite

C'est une figure extrêmement répandue dans les sédiments pélagiques briançonnais ; elle montre une limite boue/sparite floue, parce qu'en raison de remaniements précoces du sédiment, elle a tourné *avant l'induration complète du culot de boue et avant le colmatage par la sparite* (fig. VII.1).

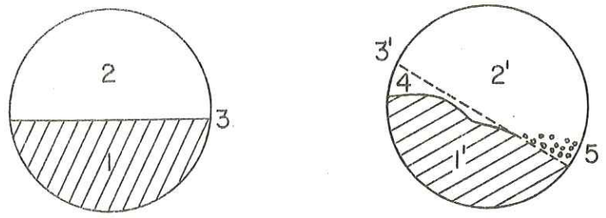


Fig. VII-1 - Figure géotrope imparfaite dans une loge d'organisme.

a) Avant rotation.
1. Culot de boue non complètement indurée.
2. Cavité remplie d'eau interstitielle, et non encore obturée par de la calcite spathique.
3. Surface supérieure plane et horizontale du culot.

b) Après rotation.
La surface supérieure du culot a été modifiée et de minuscules gravelles, arrachées en (4), ont été accumulées en (5). Cette zone (5) apparaîtra, après le colmatage par la calcite diagénétique, sous une teinte intermédiaire entre le culot sombre 1' et la calcite claire 2'.

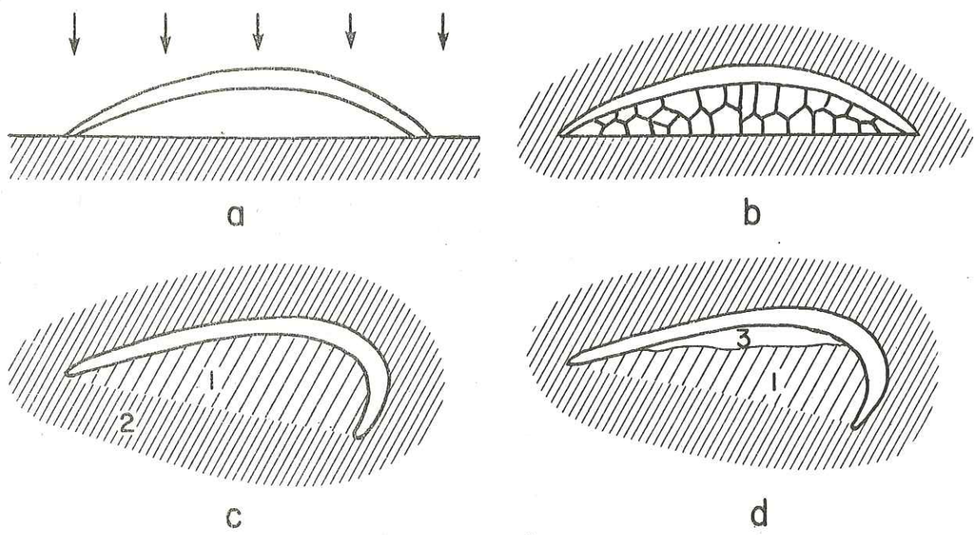


Fig. VII-2 - Effets de toits ou d'ombrelles.
a. La coquille déposée sur le fond isole une cavité qui ne sera pas remplie de sédiment.
b. Image finale obtenue : la cavité a été obturée par de la calcite spathique.
c. Effet de toit imparfait : la cavité est remplie d'un sédiment (1) qui a été moins compacté que le sédiment (2) ambiant et qui présente donc à l'examen une couleur plus claire, en raison d'une plus grande abondance de ciment calcitique.
d. Variante : le sédiment (1) était en quantité insuffisante, un vide (3) a subsisté, qui a finalement été bouché par de la calcite spathique au cours de la diagénèse.

VII.1.3. Effets de toits ou d'ombrelles

On dit qu'il y a "effet de toit" ou "effet d'ombrelle" lorsque des débris de tests ou de coquilles déposés sur le fond, convexités tournées vers le haut, isolent des cavités qui seront plus tard remplies de calcite spathique diagénétique (fig. VII.2 ; Pl. XIII, ph. 1, 2, 3, 4). Des "effets de toit imparfaits" sont également très fréquents, qui montrent le remplissage de la cavité, non par de la sparite, mais par une boue plus claire que le reste du sédiment, parce qu'elle a été protégée de la compaction générale par son "ombrelle" et qu'elle contient donc une plus grande part de calcite diagénétique (fig. VII.2, Pl. XIV, ph. 3).

VII.2. DEFINITION ET DESCRIPTION DES FIGURES SEDIMENTAIRES

VII.2.1. Les figures de transport de particules.

Ce sont des figures bien répandues et bien connues ; je ne les décrirai donc pas en détail ici et ne les citerai que pour mémoire :

1) Les stratifications parallèles sont constituées par des ordonnancements de particules en lits parallèles ; elles sont relativement rares en Briançonnais, au moins dans certains faciès (calcaires noduleux, calcschistes à foraminifères planctoniques) ; leur présence traduit un certain tri des particules et donc un certain transport, aussi court soit-il.

2) Les stratifications obliques et les ravinements indiquent eux aussi au moins un petit transport et une instabilité dans le régime de ce transport : variation du flux de matériel, changements de direction de ce flux, cause et conséquence à la fois d'une érosion des dépôts précédents.

3) Les granuloclassements et les calibrages (Pl. XI, ph. 5) résultent d'une sélection du matériel (tri par la vitesse et la distance de transport, par la gravité, par la forme des objets transportés) ; ces figures sont assez rares dans les sédiments pélagiques briançonnais, en raison sans doute de trop courtes distances de transport.

VII.2.2. Les figures de transport en masses

J'appelle transport en masses tout transport affectant des masses de particules sédimentaires qui ne seront pas dissociées par ce transport (galet, bloc, portion de sédiments glissés, etc.).

1) Les clastes constitués de sédiments pélagiques ne sont pas à proprement parler des figures sédimentaires, mais leur aspect, leur forme, leur déformation éventuelle nous apportent de précieux renseignements sur l'induration du matériel remanié, sur la distance et le mode de transport. De fait nous trouvons ici toutes les morphologies de clastes, depuis le plus induré et anguleux (Pl. XXI, ph. 1), en passant par les galets faits d'un matériel plus tendre et facile à user (Pl. XXI, ph. 2 et 3 ; Pl. XVII, ph. 1 et 2), jusqu'au galet mou complètement déformé et s'effritant dans la matrice (Pl. XXI, ph. 1 ; Pl. XX, ph. 2 ; Pl. XVIIÍ, ph. 1 et 2).

2) Les figures dues à une déformation de type plastique (Pl. II, ph. 2), concernant le plus souvent les galets mous, sont des indices de glissements de sédiments ; il faut toutefois les distinguer avec soin des figures de déformation dues à la compaction des sédiments, ou encore à la tectonique alpine. De telles figures ont déjà été signalées dans les calcaires à cherts par J. DEBELMAS (1952).

3) Les figures de sédimentation nuageuse, ou nuages, semblent avoir deux origines au moins : a) le remaniement, sous l'effet de la gravité ou des courants, de matériel trop fluide pour donner des galets même mous, les surfaces externes des volumes remaniés se fondant dans le sédiment-hôte après redéposition (Pl. XVIII, ph. 3 et 4 : Pl. XIX, ph. 1, 2, 3 ; Pl. XX, ph. 1, 4) ; ce type de remaniement est évidemment d'autant plus perceptible qu'il affecte des microfaciès différents ; b) le brassage des sédiments par des organismes fouisseurs (Pl. XV, ph. 1, 2, 3). De ces deux origines possibles, seule la première peut être considérée comme certaine, en raison du passage graduel observé de certains nuages à des galets mous. Quoiqu'il en soit, ce type de figure sédimentaire est extrêmement abondant dans les sédiments pélagiques briançonnais, surtout dans les calcaires noduleux à la formation desquels il contribue (cf. chap. III.2).

VII.2.3. Les filons sédimentaires

Le mot "filon sédimentaire" désignera ici toute cavité ouverte dans une roche ou dans un sédiment et remplie ultérieurement par un autre sédiment. On peut classer les filons sédimentaires briançonnais en deux catégories selon que la cause originelle de leur ouverture est une dissolution aérienne ou subaérienne (formation de karst) ou une contrainte mécanique (fracturation).

VII.2.3.1. Les filons sédimentaires d'origine karstique

Ce sont les moins répandus en Briançonnais. Ils présentent un contenu complexe avec, à la base, des dépôts continentaux calcaréodolomitiques et argileux jaunes et rouges provenant de la dissolution des carbonates triasiques pendant la période d'émersion du Briançonnais (Lias et/ou Dogger inférieur), puis des sédiments pélagiques blancs, gris ou rouges d'âge jurassique supérieur et/ou crétacé ; le colmatage de ces ouvertures par des sédiments pélagiques s'est produit, soit lors de leur immersion (cas possible des colmatages oxfordiens), soit plus probablement au moment de leur réouverture lors de phases tectoniques ultérieures, même mineures.

Les filons de ce type présentent des épontes aux formes variées, *arrondies* et qui ne pourraient pas être réassemblées après suppression du remplissage (Pl. IX, ph. 2).

VII.2.3.2. Les filons sédimentaires d'origine tectonique.

Formes :

Contrairement aux filons karstiques, les filons tectoniques sont caractérisés par des épontes aux formes géométriques simples, anguleuses et en général parfaitement superposables. Cependant ces formes dépendent de l'hétérogénéité et du degré d'induration du sédiment : simples et droites dans un sédiment homogène, en lignes brisées dans un sédiment stratifié (dykes et sills) ou préalablement

diaclasé (Pl.IX, ph. 1 et 4), guidées par des parois de tests d'organismes (Pl. X, ph. 3 et 4), agrémentées de renflements divers lorsqu'elles communiquent avec des cavités naturelles (loges d'organismes, vides préservés par effets de toits ; Pl. X, ph. 4), de formes non parfaitement superposables lorsque le sédiment, non parfaitement induré, s'est déformé après l'ouverture.

Tailles

Elles sont très variables, depuis de très petits filons de quelques dizaines de microns de longueur et de largeur, observables à la seule échelle de la lame mince, jusqu'au réseau s'enfonçant de plusieurs mètres ou dizaines de mètres dans le substratum, avec des ouvertures de plusieurs dizaines de centimètres de large.

Contenu

Il est évidemment le reflet du sédiment envahisseur, avec cependant quelques modifications dues 1) aux tamisages contrôlés par la largeur des réseaux et la présence d'étranglements (ainsi, au Rocher Roux, les ammonites pénètrent assez peu dans le réseau, à l'inverse des foraminifères et des ostracodes) et 2) à une diagénèse éventuellement différente, en raison de la protection des murs du filon, notamment en ce qui concerne la compaction.

Le remplissage a pu être rigoureusement contemporain de l'ouverture, ou nettement postérieur : dans ce cas le filon présente des épontes tapissées de cristaux de calcite, développés en milieu liquide et dont la croissance fut stoppée par l'arrivée du sédiment. Si le colmatage par le sédiment n'est pas complet, la cavité restante sera cimentée, soit par un sédiment ultérieur, soit par de la calcite diagénétique. Certains filons présentent des remplissages multiples, chaque fois liés à une nouvelle ouverture du filon. La figure VII.3 et les planches IX et X montrent et explicitent différents modes de remplissages et morphologies de filons.

Facteurs de formation

Deux conditions sont impérativement nécessaires à la formation de tels filons :

1) le substratum doit être suffisamment dur pour pouvoir se fracturer et pour que les fissures une fois ouvertes ne soient pas immédiatement bouchées par rapprochement ou éboulement des épontes ;

2) les fissures doivent être en communication avec un sédiment suffisamment meuble, susceptible d'y couler.

Si le sédiment hôte n'est pas parfaitement induré, mais toutefois suffisamment pour qu'il puisse être fissuré, la figure sédimentaire qui résultera de l'ouverture prendra des aspects variés et complexes (cf. VII.2.6) ; si la fissure n'est en communication ni avec l'interface eau/sédiment, ni avec aucun sédiment meuble, elle sera finalement cimentée par de la calcite spathique diagénétique.

Ces deux conditions sont en particulier réalisées sur les aires à fond instable et à taux de sédimentation faible ou nul, où les sédiments glissent et se fracturent sous l'effet de la gravité ou de petites secousses sismiques, et où affleurent, soit le substratum des séries pélagiques (Trias ou Dogger), soit des sédiments pélagiques indurés et donc susceptibles d'être fracturés. D'autre part une condensation de la série, par la proximité des couches indurées et des couches

Fig. VII-3a - Divers types théoriques de remplissages de filons sédimentaires.

1- Remplissage immédiat et complet par un sédiment.

2- Remplissage partiel par un sédiment, puis obturation finale par une calcite spathique diagénétique.

3- Remplissage tardif par un sédiment, précédé par la formation de calcite palissadique sur les épontes de la cavité.

4- Tapissage de calcite palissadique C_1 identique au type 3, puis remplissage partiel de sédiment, et obturation finale par une calcite spathique C_2.

5- Remplissage immédiat mais partiel par un sédiment S_1, tapissage de la cavité obtenue par une calcite palissadique C_1, nouveau remplissage partiel par un sédiment S_2 et obturation finale par une calcite C_2.

6- Filon à ouvertures et remplissages successifs. Chaque ouverture est suivie d'un tapissage de calcite spathique, puis d'un remplissage par un sédiment.

Fig. VII-3b - Divers exemples de remplissages de filons sédimentaires.

1 et 2- Images de fractures conjuguées ouvertes recoupant la dolomie triasique et emplies de sédiment calcaire d'âge jurassique. La fig.2 montre clairement le sens de l'extension, parallèlement aux flèches.

3, 4, 5- Images d'une portion de filon à remplissage multiple. 3 : détail de la partie haute du filon (x 2) ; remarquer les fines stratifications dans le sédiment S_2. 5 : détail de la partie basse du filon de la fig. 4 (x 1,4) ; remarquer que l'extrémité inférieure du filon est entièrement obstruée par des cristallisations de calcite C_2 ; voir aussi le filonnet rempli de sédiment S_2 qui s'échappe du filon principal et va se perdre dans le sédiment S_1.

6- Vue microscopique d'un filon avec remplissage multiple. Noter les stratifications (x) ébauchées dans le remplissage S_1, interrompues par la réouverture du filon, permettant un remplissage nouveau par le sédiment S_2.

7- Brèche à éléments triasiques dans un filon largement ouvert. Les graviers de dolomie triasique ont été hérissés de calcite palissadique C_1, puis C_2, avant que les vides restants aient été emplis de sédiment S_1.

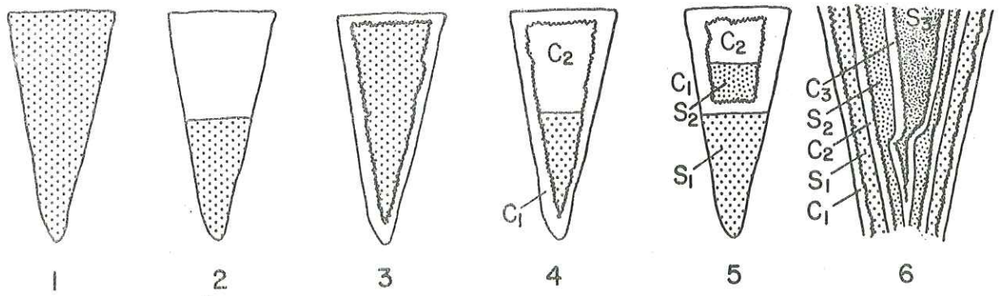


Fig. VII - 3a

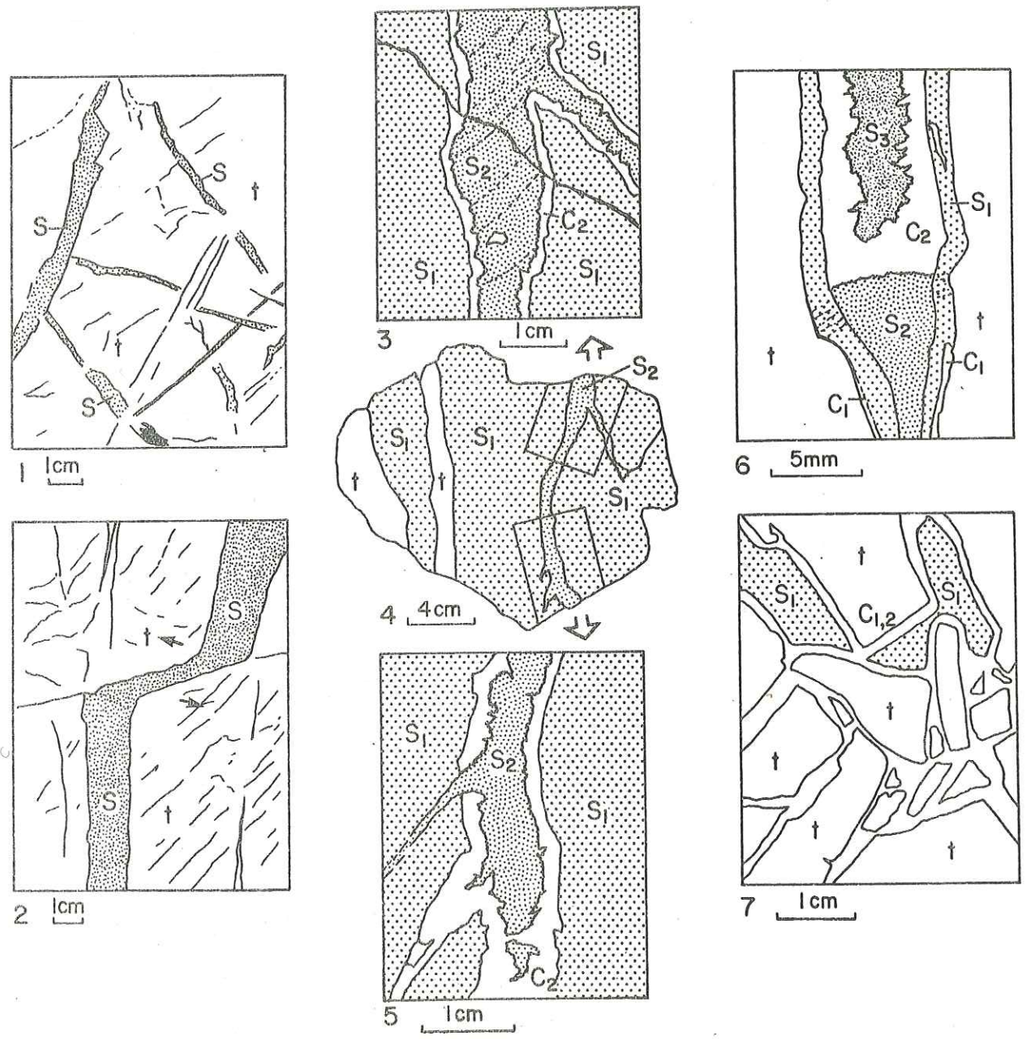


Fig. VII-3b

les plus meubles qu'elle peut entraîner, favorise l'alimentation des fractures.

Des aires plus stables, mais en pente, sont également des lieux de formation de filons : il s'y crée en effet des crevasses dans les sédiments, à l'amont des loupes de glissements. Il est d'ailleurs intéressant de noter à ce propos que, lorsque ces aires sont exposées à des courants violents et ne reçoivent comme sédiments que des avalanches de sédiments glissés, le sédiment autochtone n'est présent que dans les filons sédimentaires. Tel semble être le cas des filons rouges, ouverts dans des calcaires noduleux remaniés roses ou blancs, situés aux Rochers Plats du Lac Blanc.

Age

L'âge des filons sédimentaires briançonnais, ou plutôt de leurs remplissages, est varié : cependant *deux périodes sont prépondérantes*, qui correspondent peu ou prou aux deux périodes d'instabilité tectonique majeures du domaine briançonnais : *le Callovo-Oxfordien et le Vracono-Turonien*. A propos de la première de ces périodes, il est intéressant de noter que les sédiments à posidonomyes, considérés dans notre échelle stratigraphique locale comme antérieurs aux calcaires noduleux à protoglobigérines, sont presque exclusivement représentés en Briançonnais dans des filons sédimentaires, qui étaient les seuls abris où ils pouvaient s'accumuler pendant cette période d'instabilité intense. D'autres filons, d'âge kimméridgien ou tithonique, sont visibles en certains lieux (Moulière, Condamine, Galibier, Montbrison), et y témoignent de la permanence de l'instabilité. De même des filons d'âge turonien, coniacien, campanien, maestrichtien témoignent de distensions locales à ces époques sur les aires de Grand Bois-Olive et de Tête Noire-Queyrellin.

VII.2.4. Les bioturbations

Les fonds durcis et les fossiles qui s'y trouvent présentent de nombreuses perforations, dues à de petits êtres vivants lithophages (algues, bactéries ?) dont les plus courantes sont de forme aciculaire (diamètre 5 à 20 microns, longueur : 100 microns à 1 mm; Pl. XV, ph. 4 et 5). A d'autres niveaux de la série, et notamment dans la masse des calcaires noduleux, on trouve des figures de formes variées, pouvant être interprétées comme des pistes ou terriers tracés dans des sédiments plus ou moins parfaitement indurés (Pl. XV, ph. 1, 2, 3) ; cependant leur origine est loin d'être certaine et sera discutée au paragraphe VII.2.6.

VII.2.5. Les figures de croissance et de dissolution diagénétique

VII.2.5.1. Les figures de croissance.

Dans certains cas, les monocristaux de calcite tels qu'articles de crinoïdes et *Saccocomidae* sont considérablement nourris, comme le prouvent les zonations qu'ils montrent à leur périphérie (Pl. XXIV, ph. 1 et 2). En fait ces figures pourraient résulter dans de nombreux cas de l'action du métamorphisme alpin, plutôt que de la diagénèse : en effet les principaux exemples de croissance des cristaux de calcite peuvent être trouvés dans les coupes situées sur l'axe médian du Briançonnais (Moulière, Rocher Roux, Col du Lauzon), là où les anciens sédiments sont déjà passablement, mais non entièrement, recristallisés.

VII.2.5.2. Les figures de dissolution.

Objet de la dissolution

Les figures de dissolution affectent surtout certains tests originellement *aragonitiques* (ammonites, gastéropodes, parties aragonitiques des coquilles de lamellibranches) et semblent induites par la profondeur de dépôt.

Mode de dissolution

Si l'on considère certaines figures qui présentent des structures géotropes plus ou moins nettes (fig. VII.4 ; Pl. XIV, ph. 1, 2, 3, 4, 5), il semblerait que la dissolution se soit produite de la manière suivante :

1) enfouissement du test aragonitique ;
2) induration du sédiment ;
3) dissolution du test et création d'une cavité ;
4) obturation de la cavité comme un filon sédimentaire banal, soit par un sédiment extérieur, soit incomplètement par l'effritement des épontes puis par un ciment diagénétique, soit entièrement par un ciment sparitique si l'encaissant est déjà très induré.

Cause de la dissolution

Les aires où les sédiments présentent de telles figures de dissolution semblent se situer, bathymétriquement parlant, entre les aires où les tests aragonitiques ne sont pas dissous et celles où ils ne sont plus visibles dans les sédiments, parce qu'ils ont été dissous avant d'être enfouis. Ainsi, bien que le processus direct de dissolution apparaisse clairement comme d'origine diagénétique, il semble qu'il soit également corrélé avec la profondeur du fond, ce qui demande une explication : on pourrait supposer que le déficit en calcium de l'eau de mer, augmentant avec la profondeur, induit un déficit proportionnel dans les eaux interstitielles du sédiment, mais cette hypothèse paraît peu vraisemblable. En fait, une étude ultérieure semble nécessaire pour élucider ce problème.

Importance sédimentologique

Si la dissolution diagénétique des tests aragonitiques a effectivement une relation avec la profondeur de dépôt, la présence des figures résultant de ces dissolutions a donc un grand intérêt pour la reconstitution des profondeurs : si l'on admet qu'un sédiment ne contenant pas de tests aragonitiques s'est déposé sous l'ACD, on admettra qu'un autre sédiment contenant des tests plus ou moins dissous s'est déposé au dessus et à proximité de ce même niveau. De plus l'aspect du moule du test dissous nous renseigne sur le degré d'induration du sédiment environnant : il sera d'autant plus déformé que le sédiment était moins induré.

VII.2.6. Les fenêtres.

Les calcaires pélagiques briançonnais, et en particulier les calcaires noduleux, présentent ce qui semble avoir été des cavités irrégulières, partiellement remplies de boue, puis finalement cimentées par de la calcite spathique. L'examen détaillé d'un grand nombre d'entre elles a permis de démontrer qu'elles avaient au moins trois origines différentes, sinon quatre :

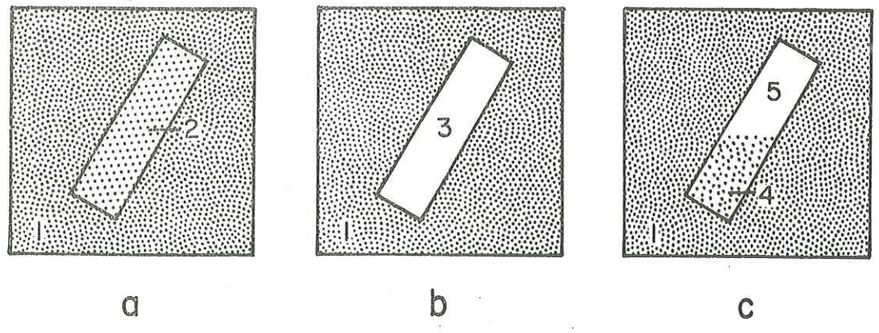


Fig.VII-4 - Dissolution diagénétique de tests aragonitiques.
a) 1. Sédiment. 2. Débris de test aragonitique.
b) Après induration du sédiment (1), dissolution du test (2) et création d'une cavité (3).
c) La cavité (3) est obturée comme un filon sédimentaire par un sédiment (4), provenant en général de l'éboulement des épontes de la cavité, et par de la calcite spathique (5).

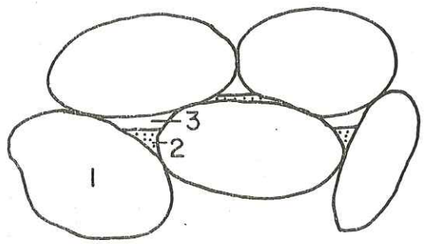


Fig. VII-5 - "Fenêtres" déterminées par l'empilement d'intraclastes.
Les espaces entre les clastes micritiques (1) sont occupés par un sédiment (2), produit de l'éboulement des couches périphériques des clastes, et par une calcite spathique diagénétique (3).

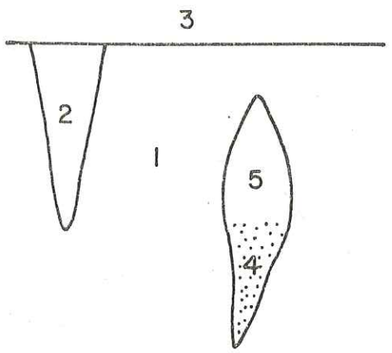


Fig. VII-6 - "Fenêtres" ouvertes par distension dans un sédiment plastique.
1- Sédiment. 2- Filon sédimentaire, ouvert dans (1) et nourri par le sédiment (3). 4 et 5- "Fenêtre" ou filon aveugle ouvert dans (1). Il est rempli par un sédiment (4), produit de l'éboulement des épontes du filon, et par de la calcite spathique diagénétique (5).

1) Les glissements de sédiments charrient, surtout à la base de la coulée, un matériel mêlant des clastes plus ou moins mous dans une matrice molle; après immobilisation de la coulée et selon les points, les interstices entre les clastes peuvent être entièrement occupés par cette matrice ou non. Dans ce dernier cas, il subsiste dans le sédiment des cavités à moitié remplies de boue, susceptibles de se déformer ensuite sous l'effet de la compaction et d'être finalement cimentées par de la calcite spathique diagénétique (fig. VII.5 ; Pl. XX, ph. 3).

2) Certaines de ces fenêtres peuvent être des "filons sédimentaires avortés", sortes de "boutonnières" ouvertes dans le sédiment plastique par des distensions locales, provoquées par exemple par des glissements sédimentaires. Ces "boutonnières" sont des cavités qui ne sont pas en communication avec un sédiment meuble, et qui seront donc comblées d'abord par le produit de l'éboulement des épontes, puis par de la calcite spathique diagénétique (fig. VII.6 ; Pl. XXII, ph. 2, 3 et 4 ; Pl. XXI, ph. 3 et 4).

3) La dissolution d'organismes à tests aragonitiques (voir VII.2.5) peut également créer de telles cavités, selon le processus illustré par la figure VII.7 : enfouissement de l'organisme, commencement de dissolution, bris des parois et déformation, dissolution finale, induration et cimentation de la cavité restante par de la calcite spathique (Pl. XIV, ph. 1, 2, 4 et 5).

4) Des pistes ou des terriers auraient également pu, dans des sédiments suffisamment indurés, créer de telles figures, mais une origine de cette sorte n'a pu être démontrée.

Ces fenêtres sont très nombreuses dans les sédiments pélagiques briançonnais, surtout dans les sédiments déposés sur des aires instables comme Roche Charnière, les Aiguillons ou le Galibier. Elles sont en général de taille assez réduite, de quelques centaines de microns à quelques millimètres. Les plus volumineuses d'entre elles sont visibles dans des calcaires rouges de la base du Malm en certains points (Rocher Roux, Crête de Vars) : leur taille atteint quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres et leur faciès rappelle celui de *Stromatactis* classiques. Ces *Stromatactis* pourraient être soit des "boutonnières", soit des figures dues à des "effet de toits", soit encore des figures de dissolution partielle. Leur grande taille peut provenir soit de la compétence particulière du sédiment, soit de la taille des coquilles faisant office de toits.

VII.3. REPARTITION ET AGE DES FIGURES SEDIMENTAIRES. IMPORTANCE SEDIMENTOLOGIQUE.

Toutes les figures sédimentaires ne peuvent se présenter dans n'importe quel faciès ; certaines d'entre elles sont caractéristiques de certains sédiments, soit en raison de leur mode de dépôt (nuages, galets mous, figures de glissements dans les calcaires noduleux, stratifications diverses, granuloclassements dans les pélites et dans les calcaires à cherts), soit en raison de leur compétence : ainsi les fenêtres n'ont pu s'ouvrir que dans un sédiment suffisamment plastique, comme devait l'être le calcaire noduleux semi-induré.

La répartition, à différentes époques, des figures sédimentaires est donc d'un grand intérêt pour la reconstitution des évolutions diagénétiques des

sédiments d'une part, et de l'évolution paléogéographique de leurs domaines de dépôt d'autre part. La figure VII.8 ci-jointe récapitule dans ce but les principales figures sédimentaires, les sédiments dans lesquels elles apparaissent, leur âge et leur signification paléogéographique. Ces résultats seront utilisés lors des reconstitutions paléogéographiques (chap. XIII).

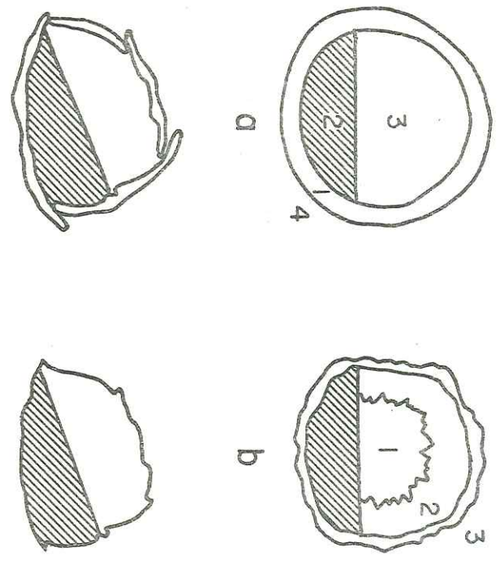


Fig. VII-7 - "Fenêtres" créées par la dissolution d'organismes à tests aragonitiques.

On peut distinguer essentiellement quatre stades :

a) Stade initial : 1. Paroi aragonitique intacte 2. Culot de boue pouvant ne pas exister, ou apparaître plus tard, au cours de la dissolution). 3. Cavité remplie d'eau interstitielle 4. Sédiment.

b) Stade intermédiaire n° 1 : amorce de la dissolution.
1. Eau interstitielle 2. Eventuellement, amorce de formation de cristaux calcitiques sur la paroi interne du test. 3. Paroi aragonitique à demi dissoute.

c) Stade intermédiaire n° 2 : bris de la paroi amincie, sous l'effet de la compaction.

d) Stade final : "fenêtre" obtenue après dissolution des derniers fragments de la paroi.

Figures	Processus de formation	Induration du sédiment	Lieux de formation	Principaux faciès concernés	Age des sédiments concernés	Principales aires de sédimentation concernées
Stratifications et granuloclassements	Remaniement, transport, tri et dépôt de particules sédimentaires	non	Sillons, points bas	Calcaires à cherts	Kimméridgien-Tithonique inférieur ; Crétacé inférieur	Champcella, Briançon, Beaudouis
				Microbrèches, grès, pélites	Vraconien-Cénomanien	
Déformations plastiques	Glissements de sédiments	partielle	Pentes, bas de pentes	Calcaire noduleux	Oxfordien moyen-Tithonique inférieur	Toutes aires
				Calcaires à cherts	Kimméridgien, Tithonique inférieur et Crétacé inférieur	
				Calcaires argileux	Crétacé supérieur	
Galets mous				Calcaire noduleux	Oxfordien moyen-Tithonique inférieur	Toutes aires, mais surtout Roche Charnière, Aiguillons, Galibier, Grand Bois-Olive, Queyrellin-Tête Noire, Peyre-Haute
				Calcaires argileux	Crétacé supérieur	
Nuages	Glissements de sédiments, remaniements par courants, action de fouisseurs	partielle, plutôt faible	Hauts-fonds, pentes bas de pentes	Calcaire noduleux	Oxfordien moyen-Tithonique inférieur	
				Calcaires à cherts	Kimméridgien-Tithonique inférieur	
Filons sédimentaires	Remplissages d'anciens filons karstiques ou de diaclases ouvertes par distension	de partielle à complète	Hauts-fonds, et pentes en amont de loupes de glissements.	Sédiments envahisseurs : divers	Divers	Roche Charnière, Aiguillons, Peyre-Haute, Galibier, Tête Noire-Queyrellin, Grand Bois-Olive
				Sédiments hôtes : carbonates du Trias ou du Dogger, calcaires noduleux indurés	Oxfordien moyen-Berriasien inférieur	
Fenêtres	Pistes et terriers	diverse	divers	divers, mais surtout calcaires noduleux et fonds durcis	Oxfordien moyen-Berriasien inférieur	
	Boutonnières ou filons avortés, ouverts par distension	partielle	à l'amont de loupes de glissements, zones d'instabilité	calcaires noduleux	Oxfordien moyen-Crétacé inférieur	
	Effets de toits	diverse	divers	faciès à grandes coquilles et calcaires noduleux		
	Loges déformées d'ammonites ou de gastéropodes partiellement dissous	partielle	divers	calcaires noduleux		

Fig. VII-8 - Les principales figures sédimentaires : processus et lieux de formation, faciès et âge des sédiments dans lesquels elles apparaissent.

CHAPITRE VIII - ETUDE GEOCHIMIQUE : METHODES EMPLOYEES, RESULTATS, CARACTERES CHIMIQUES DES PRINCIPAUX FACIES

	Page
VIII.1. PRELIMINAIRES : LIMITES DE L'ETUDE, METHODES DE TRAITEMENT DES DONNEES, OBJECTIFS	111
VIII.1.1. Limites de l'étude	111
VIII.1.2. Méthodes de traitement des données	112
VIII.1.3. Objectifs	112
VIII.2. RESULTATS	118
VIII.3. CARACTERISTIQUES CHIMIQUES DES DIFFERENTS FACIES	118
VIII.3.1. Caractéristiques chimiques des faciès argileux	118
VIII.3.2. Caractéristiques chimiques des faciès siliceux	119
VIII.3.3. Les caractéristiques chimiques des encroûtements minéralisés	119
VIII.3.3.1. Taux de carbonate et nature de la minéralisation	119
VIII.3.3.2. Les corrélations entre éléments, reflets de la minéralogie	121
VIII.3.3.3. Variations des compositions chimiques en fonction du lieu et de l'âge du dépôt	121
VIII.3.4. Les caractéristiques chimiques des carbonates	121

CHAPITRE VIII. ETUDE GEOCHIMIQUE : METHODES EMPLOYEES RESULTATS, CARACTERES CHIMIQUES DES PRINCIPAUX FACIES

Ce chapitre comporte trois parties.

VIII.1.Limites de l'étude, méthodes de traitement des données, objectifs.

VIII.2.Résultats (voir tome 2, p. 339).

VIII.3.Caractéristiques chimiques des différents faciès :
- . faciès argileux,
- . faciès siliceux,
- . encroûtements minéralisés,
- . faciès carbonatés.

VIII.1. PRELIMINAIRES : LIMITES DE L'ETUDE, METHODES DE TRAITEMENT DES DONNEES, OBJECTIFS.

297 échantillons de sédiments pélagiques ont été analysés pour cette étude. Les analyses chimiques ont été effectuées, au fil des années, dans trois laboratoires successifs et selon des méthodes parfois différentes :

. au Bureau de Recherches Géologiques et Minières, par voie humide, (majeurs) et spectrométrie à lecture directe (traces) ;

. au Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface, Institut de Géologie, Strasbourg, par spectrométrie d'arc à lecture directe (BESNUS et LUCAS, 1968 ; BESNUS et ROUAULT, 1973) pour la plupart des éléments, majeurs et traces ; seuls Na et K sont dosés par spectrophotométrie d'émission ;

. au Centre de Recherches Géologiques et Pétrographiques de Nancy, par spectrométrie à lecture directe (majeurs et traces).

En conséquence, le nombre et la nature des éléments analysés peuvent varier légèrement d'un échantillon à l'autre, en fonction des programmes d'analyses de routine de ces différents laboratoires. Cependant certains éléments ont été analysés dans la presque totalité des échantillons et sont donc en nombre suffisant pour permettre une étude statistique dans chaque lot d'échantillons : Si, Al, Fe, Mn, Ca, Na, K, Ti, P, C pour les éléments majeurs, et Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Sr, V, Zn, Pb pour les éléments traces.

VIII.1.1. Limites de l'étude

Deux facteurs limitent la portée de cette étude :

1) Le premier est la *grande diversité pétrographique* des échantillons analysés, qui multiplie le nombre de classes constituées par les échantillons de même faciès et de même âge et diminue corrélativement le nombre d'échantillons contenus par chacune de ces classes, rendant ainsi délicats les essais d'analyses statistiques dans chacune d'elles.

2) Le deuxième est le *métamorphisme alpin*. Celui-ci a entraîné des transformations minéralogiques, donc des migrations au moins de faible amplitude, et donc peut-être de légères modifications des compositions originelles des sédiments. Ces modifications sont d'autant plus difficiles à appréhender que l'action du métamorphisme est inégale, plus intense à l'Est qu'à l'Ouest du domaine briançonnais et plus efficace sur certains faciès que sur d'autres : en particulier, les sédiments comportant beaucoup d'oxydes métalliques sont beaucoup moins transformés que les autres. Il faudra donc, au moment d'interpréter ces résultats, nous souvenir de ce phénomène et ne prendre en considération que les variations de compositions les plus significatives.

VIII.1.2. Méthodes de traitement des données.

Les sédiments analysés ont été classés, pour ce traitement, d'abord sur des critères pétrographiques et sédimentologiques, puis après une estimation préliminaire de leur composition chimique, en trois lots : 1) les sédiments carbonatés ; 2) les sédiments argileux et siliceux (schistes, calcschistes, radiolarites, schistes radiolaritiques, cherts, fonds durcis siliceux) ; 3) les encroûtements minéralisés (croûtes et nodules phosphatés et ferromanganifères). Pour plus de brièveté, ces lots seront désignés dans le texte par les noms de CALCA (CALCAires), CARSI (Calcaires argileux, ARgilites, sédiments SIliceux) et CRONO (CROutes et NOdules).

L'exploitation automatique des données géochimiques a permis successivement :

1) le calcul des moyennes, écarts-types et médianes des teneurs en éléments pour ces différents lots d'échantillons ;

2) un calcul des corrélations entre les éléments, d'abord sur les lots de valeurs brutes, puis après élimination des valeurs trop excentrées, supérieures ou inférieures de plus de deux écarts-types à la moyenne (fig. VIII.1, 2, 3 et annexe p.365).

3) une distinction des familles minéralogiques par la méthode des intercorrélations positives (BESNUS et MOSSER, 1976 ; fig. VIII.4).

4) l'établissement d'histogrammes de répartition des teneurs en un élément donné (voir annexe p.369) ;

5) l'établissement de diagrammes de corrélations entre deux variables chimiques sur l'ensemble des échantillons. Sur ces diagrammes, la plupart des échantillons ont été personnalisés en fonction de leur âge (Malm, Crétacé inférieur, Crétacé supérieur, Tertiaire).

VIII.1.3. Objectifs.

Les sédiments sont caractérisés sur les différents diagrammes interéléments par des droites de corrélations ou par des nuages de points plus ou moins serrés, reflets de leur composition minéralogique. Dans la plupart des cas, nous ne retrouverons dans ces corrélations que l'expression de phases minéralogiques déjà déterminées par ailleurs, au microscope ou par diffraction des rayons X. Mais les diagrammes permettront d'estimer la composition chimique de ces minéraux et en particulier de distinguer l'éventuel cortège d'éléments en traces susceptible de les caractériser. L'évolution de ces caractères au cours des âges et selon les lieux et les milieux de dépôts sera le sujet du chapitre IX.

	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	Na	K	PF
Pb								(.29)		
Cu							.32	.41		
Zn		.34								-.36
Cr										
Co		(.29)				.43	.45			
Ni						(.28)	.51			
V		.36		-.42	.35		.54			-.36
Ba						.49				
Sr				.43	-.33					
P										-.34
PF	-.55	-.36		.60	-.37	.37				
K		.43								
Na										
Ti		.59								
Mn	-.39									
Fe					-.73					
Ca	-.48									
Mg										
Al										
Si										

	Pb	Cu	Zn	Cr	Co	Ni	V	Ba	Sr	P	PF	K	Na	Ti	Mn	Fe	Ca	Mg	Al	Si
Pb						.38														
Cu						.43														
Zn					.42	.39					.36									
Cr					.43					.31										
Co						.85														
Ni							.31				.36									
V									.40											
Ba																				
Sr											.34									
P																				
PF																				
K																				
Na																				
Ti																				
Mn																				
Fe																				
Ca																				
Mg																				
Al																				
Si																				

Fig. VIII-1 - Matrice des coefficients de corrélation des éléments chimiques dans les encroûtements minéralisés (lot CRONO).
Seuil de confiance : .30 (pourcentage d'erreurs : 1 %).

	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	Na	K	PF	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	Zn	Cu	Pb
Pb					.69	.56	.68	-.32			.73	.36	.65	.64	.52	.42			
Cu		.38				.67					.35		.42		.54				
Zn		.34	.41	-.56			.34				.39		.42	.55	.54	.71			
Cr		.37	.35	-.56	.59						.50		.61	.62	.55				
Co		.31	.41	-.54	.60	.73	.54			-.34	.54	.39	.81	.81					
Ni		.38	.37	-.44	.69	.54	.64				.56	.38	.68						
V		(.28)	.30	-.40	.73	.73	.57				.66	(.27)							
Ba			.34			.52	.56				(.27)								
Sr		.31		-.36	.58	.50	.48												
PF	-.86	-.36		.64	-.39														
K		.65		-.30				(.28)											
Na		.32					-.32												
Ti					.33	.76													
Mn		(.29)	.31	-.33	.40														
Fe		.41		-.38															
Ca	-.73	-.42	-.51																
Mg																			
Al																			
Si																			

Fig. VIII-2 - Matrice des coefficients de corrélation des éléments chimiques dans les sédiments calcaires (lot CALCA).
Le seuil de confiance a été choisi à .30, correspondant à un pourcentage d'erreur de 1 %.
PF : perte au feu à 1000°, soit approximativement la teneur en CO_2.

	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	Na	K	PF	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	Zn	Cu	Pb
Pb																			
Cu														(.28)					
Zn		.67			.48		.74	.43	.54		(.27)		.55	.64		.66			
Cr		.76			.33		.78	(.28)	.71			.31	.79	.54					
Co														.31					
Ni		.61			.61		.67		.53				.69						
V		.58			.52		.61		.49			(.28)							
Ba																			
Sr	-.59			.62															
PF				(.29)															
K		.95	.33	-.30	.49		.89	.41											
Na		.53					.48												
Ti		.96	.35		.57														
Mn																			
Fe		.54	.37	-.31															
Ca	-.94																		
Mg		.36																	
Al																			
Si																			

Fig. VIII-3 - Matrice des coefficients de corrélation des éléments chimiques dans les sédiments siliceux et argileux (lot CARSI). Seuil de confiance : .30 (pourcentage d'erreurs de 1 %).

Matrice des éléments corrélés dans les sédiments siliceux et argileux (lot CARSI)

Si
Al
Al Mg
Ca
Al Mg Fe
Mn
Al Mg Fe Ti
Al Mg Fe Ti Na
Al Mg Fe Ti Na K
Ca PF
Ca PF Sr
Al Fe Ti Na Ba
Al Fe Ti Na K Sr Ba V
Al Mg Fe Ti Na K Sr Ba V Ni
Ca Mn Sr V Ni Co
Al Mg Fe Ti Na K PF Sr V Ni Co Cr
Al Mg Ti Na K Sr V Ni Co Cr Zn
Al Mg Fe Ti Na K Ba Cu
Mn Co Cr Pb

De cette matrice, on peut extraire 8 groupes d'éléments à intercorrélations positives, qui semblent traduire l'existence de 4 phases minérales essentielles :

- Al Mg Fe Ti Na K Sr Ba V Ni
- Al Mg Fe Ti Na K PF Sr V Ni Co Cr
- Al Mg Fe Ti Na K Ba Cu
- Al Mg Ti Na K Sr V Ni Co Cr Zn

→ argiles (chlorites ?)

- Al Fe Ti Na K Sr Ba V → argiles (illites ?)

- Ca PF Sr
- Ca Mn Sr V Ni Co
- Mn Co Cr Pb

→ carbonates, oxydes

Fig. VIII-4 - Recherche de la répartition des éléments chimiques entre les phases constitutives des sédiments siliceux et argileux (lot CARSI), par la méthode des intercorrélations positives (BESNUS et MOSSER, 1976).

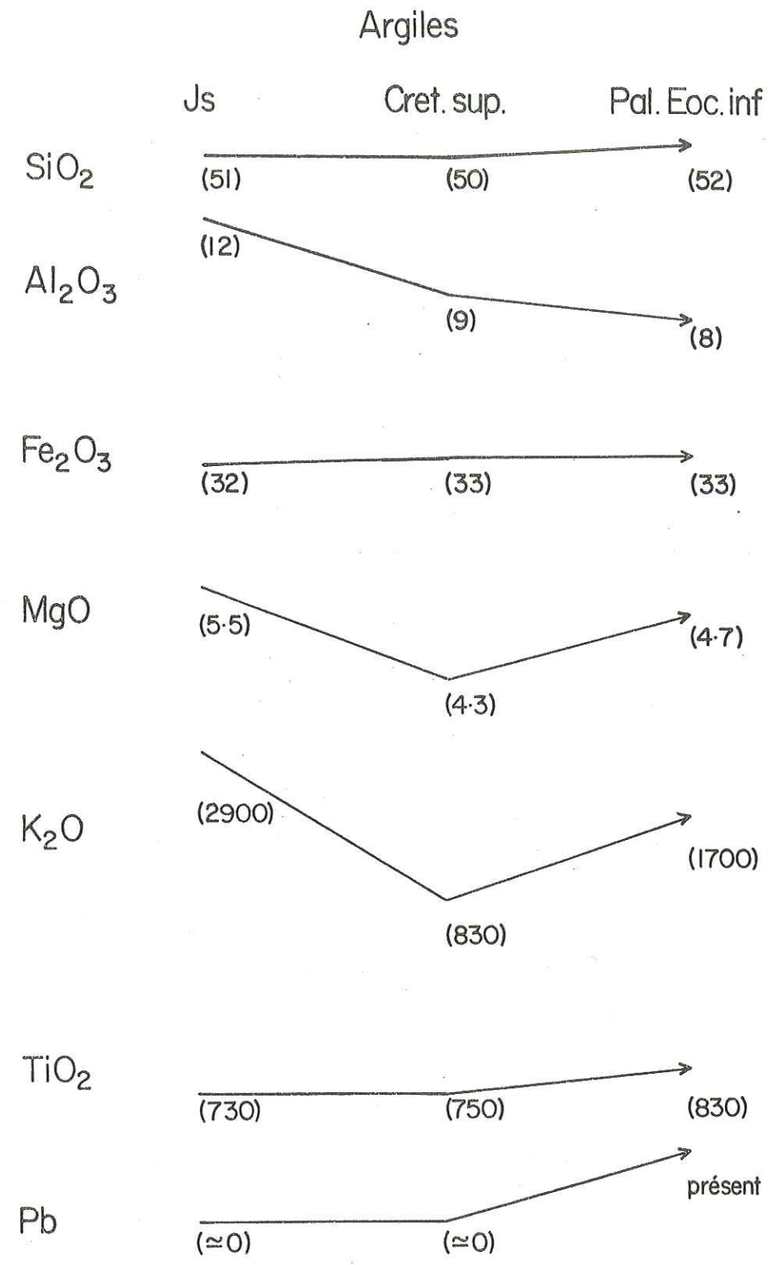


Fig. VIII-5 - Estimation des compositions chimiques quantitatives des argiles contenuesdans les encroûtements minéralisés (lot CRONO). Les teneurs en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO sont exprimées en %, celles en K_2O, TiO_2, Pb en ppm.

VIII.2. RESULTATS.

Les résultats sont donnés en annexe, tome 2, p. 339.

VIII.3. CARACTERISTIQUES CHIMIQUES DES DIFFERENTS FACIES.

VIII.3.1. Caractéristiques chimiques des faciès argileux.

Nous nous sommes servis pour cette étude des résultats concernant deux lots d'échantillons : CARSI où les argiles constituent l'essentiel des sédiments et CRONO où elles constituent une fraction non négligeable des croûtes et nodules. Dans la majorité des cas, les résultats obtenus sur les deux lots sont comparables.

Les caractéristiques principales des faciès argileux émanent essentiellement de la fraction argileuse qu'ils contiennent, même si celle-ci n'est pas prépondérante dans l'échantillon (cas des calcaires argileux à 10 ou 20 % d'argiles).

Les *compositions qualitatives* de ces argiles nous sont fournies par les corrélations interéléments (fig. VIII.3) et par leur traitement par la méthode des intercorrélations positives (fig. VIII.4), qui met en évidence deux familles minérales essentielles : l'une est composée d'argiles magnésiennes contenant beaucoup d'éléments traces (Ti, Sr, Ba, V, Ni, Co, Cr), tandis que l'autre est composée d'argiles plus potassiques et beaucoup plus pauvres en éléments traces (seuls apparaissent Ti, Ba, Sr, V). Ces deux sortes d'argiles semblent correspondre respectivement à la chlorite et à l'illite, également déterminées par d'autres voies (RX).

Les *compositions quantitatives* de ces argiles en éléments majeurs peuvent être estimées. La difficulté, dans cette opération, réside dans le fait que la fraction non argileuse du sédiment est susceptible de contenir des éléments entrant aussi dans la composition des argiles (Si, Al, Fe, Mg, Na, K). Les diagrammes de corrélations relatives à ces éléments permettent de tourner cette difficulté.

1) On peut en effet y distinguer, répartis sur des droites de corrélations, les échantillons dont la fraction non argileuse ne contient aucun élément en commun avec les argiles (calcaires, phosphates, sulfates), et dont les proportions relatives en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, Na_2O, K_2O sont donc celles de la fraction argileuse.

2) La pente des droites donne les proportions relatives en ces éléments, deux à deux.

3) Les proportions absolues peuvent ensuite être obtenues en multipliant les proportions relatives par un coefficient tel que la somme des chiffres obtenus atteigne 100 %.

Les résultats de ces estimations sont donnés par la figure VIII.5. On notera les évolutions, au cours du temps, d'éléments tels que K, Mg, Al.

VIII.3.2. Caractéristiques chimiques des faciès siliceux.

Sur les diagrammes relatifs au groupe d'échantillons CARSI, on peut fréquemment distinguer, à l'intérieur des nuages représentatifs des faciès siliceux, des sous-nuages représentant les cherts d'une part, les radiolarites et les fonds durcis d'autre part. La figure VIII.6 donne en outre les compositions chimiques d'échantillons de chaque type, et les compositions moyennes pour chacun de ces types.

1) *Les cherts* sont caractérisés par :

a) l'énorme prédominance du silicium sur tous les autres éléments majeurs, à l'exception parfois du calcium, dont la présence est due à des îlots résiduels de calcaire non transformé ;

b) un taux en Al_2O_3 très faible en raison de l'absence d'argiles ;

c) une teneur en Fe et, corrélativement, un rapport Fe/Al relativement plus élevé en raison de la présence d'oxydes ou, plus fréquemment, de sulfures de fer ;

d) une extrême pauvreté en éléments traces ; en particulier le baryum est très peu abondant (quelques ppm à quelques dizaines de ppm) ; on peut noter aussi un taux de strontium supérieur à celui des radiolarites, vraisemblablement lié aux résidus de calcaires non remplacés par la silice.

Ces caractéristiques découlent du processus de formation des cherts, au cours duquel la silice, en migrant, n'a entraîné aucun autre élément, si ce n'est des ions ferreux ou ferriques, maintenant exprimés en cristaux de pyrite néoformés ou, plus rarement, en pigments hématitiques.

2) *Les radiolarites* se distinguent des cherts par :

. des taux en Al_2O_3 et en Fe_2O_3 bien supérieurs, en raison d'une plus grande fraction argileuse.

. des taux en Mn, Ti et éléments traces plus importants, sauf en ce qui concerne Sr ; en particulier leur taux en baryum est beaucoup plus fort, surtout au Crétacé supérieur (quelques centaines à quelques milliers de ppm). Cette association du baryum avec la silice d'origine biogénique, est maintenant bien connue (EL WAKEEL et RILEY, 1961 ; BRONGERSMA-SANDERS, 1967 ; TUREKIAN, 1968 ; KARPOFF 1980) ;

. un rapport Fe/Al plus faible et probablement proche du rapport Fe/Al des argiles qu'elles contiennent ;

. un rapport Fe/Mn plus faible, malgré la teneur en fer assez importante due aux argiles.

3) *Les "fonds durcis siliceux"* présentent :

. un cortège d'éléments traces assez varié et abondant, rappelant celui des radiolarites ;

. un taux de CaO et un rapport Fe/Al rappelant ceux des cherts,

. des teneurs en manganèse et en titane intermédiaires entre celles des cherts et celles des radiolarites ;

. des teneurs en baryum élevées, proches de celles des radiolarites, indiquant d'éventuelles caractéristiques génétiques communes.

VIII.3.3. Les caractéristiques chimiques des encroûtements minéralisés.

VIII.3.3.1. Taux de carbonate et nature de la minéralisation.

		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO	TiO_2	Fe_2O_3/Al_2O_3	Fe_2O_3/MnO	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Zn	Pb
Cherts	74/648.1	67.6	<	.6	.01	16.8	<	>6	54.5	<	<	<	<	26	80	<	22	<
	74/648.2	69.2	<	.6	.02	15.8	<	>6	27	11	<	<	2	38	82	<	26	<
	75CC13	87.6	.3	.5	<	6.3	<	1.7	>50	5	2	<	14	12	105	11	5	8
	Moyenne	74.8	<	.6	.01	12.9	<	>4.5	>44	5	<	<	5	25	89	4	18	3
Radiolarites	68/169	81.2	3.9	2.85	.18	4.2	.18	.73	15.8	359	<	20	15	15	10	41	60	28
	68/172	69.47	4.4	2.12	.17	10.6	.21	.48	12.5	101	34	39	13	57	116	63	55	6
	74/132	65.9	13.8	4.7	.03	3.2	.51	.34	174	172	10	79	91	82	46	102	74	58
	74/134	61.6	14.4	5.6	.03	4.6	.57	.39	224	162	36	95	143	159	58	112	104	64
	74/482	82.6	5.5	2.2	.01	2.3	.29	.40	222	195	33	45	26	72	40	86	74	9
	Moyenne	72.2	8.4	3.5	.08	5.0	.35	.47	130	198	23	56	58	77	54	81	73	33
Fonds durcis Siliceux	68/190	64.0	1.20	1.9	.06	17.5	.09	1.6	32	1292	8	20	5	20	145	50	<	17
	68/195'	75.6	.86	3.3	.08	10.5	.06	3.8	41	4300	<	8	4	11	315	25	<	19
	75CH27	79.1	.3	4.5	.05	9.0	<	4.5	94	1660	<	8	18	11	381	27	3	8
	Moyenne	72.9	.79	3.2	.06	12.3	.05	3.3	55.7	2417	3	12	7	14	280	34	<	15

Fig. VIII.6 - Compositions chimiques d'échantillons de roches siliceuses de divers types et compositions moyennes par type. Les éléments majeurs sont exprimés en %, les éléments traces en ppm.
< valeurs inférieures au taux de détection.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO	TiO_2	MgO	CO_2	Fe_2O_3/Al_2O_3	Fe_2O_3/MnO	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Zn	Pb
Calcaires "homogènes"	1.0	.2	.1	.03	54.5	<		43		3	10	<	<	<	<	200	<	<	<
Calcaires à cherts	2.1	.3	.2	.08	53.7	.03	.51	42.7		3.7	48	<	<	<	<	253	<	<	<
Calcaires noduleux	3.0	.8	.6	.1	50.3	.07		41.4		7.3	45	8	<	<	23	255	<	<	<

Fig. VIII.7- Compositions chimiques moyennes de trois lots d'échantillons calcaires de types différents (calcaires "homogènes", calcaires à cherts, calcaires noduleux).
Les trois lots sont composés de la manière suivante :
Calcaires homogènes (Tithonique) : 68/30 et 147 ; 71/182, 189, 209 et 315 ; 74/145, 309, 691 et 785.
Calcaires à cherts (Kimméridgien et Crétacé inférieur) : 72/219 ; 73/282 et 283 ; 74/247, 846 et 854.
Calcaires noduleux (Oxfordien moyen-Kimméridgien) : MBF 3 et 5 ; 68/268 et 271 ; 71/106a, 115 et 163 ; 73/394 ; 74/717.

Taux de carbonate

A l'exception de certains faciès manganifères de la zone d'Acceglio (Monte Maniglia), les encroûtements minéralisés présentent presque tous des taux de carbonate assez importants, suggérant que les fonds sur lesquels ils se sont élaborés étaient situés nettement au dessus de la CCD. Cependant, certains taux de carbonate ont pu être artificiellement augmentés, lorsque les niveaux échantillonnés étaient si minces qu'ils ne pouvaient être prélevés seuls, sans une partie de leur substratum.

Nature de la minéralisation.

La minéralisation des encroûtements briançonnais est le plus souvent mixte, soit ferromanganifère, comme le plus souvent au Jurassique supérieur, soit ferrophosphatée, comme elle l'est presque toujours au Vracono-Turonien, soit enfin à la fois ferromanganifère et phosphatée, comme dans les nodules formés au début du Tertiaire.

VIII.3.3.2. Les corrélations entre éléments, reflets de la minéralogie.

La figure VIII.1 montre plusieurs groupes de corrélations, chacun étant représentatif d'une fraction du sédiment :
- . argileuse : Al-K ; Ti-Al ; Al-V ; Al-Zn ; Fe-V ; Ti-V ;
- . carbonatée : Ca-Sr ;
- . oxydée : Ba-Co-Mn ; Pb-Cu-Zn-Co-Ni.

Le fer, en raison de sa localisation dans de multiples phases minéralogiques (argiles et oxydes notamment), ne montre pas d'associations précises.

Les éléments associés au phosphore n'apparaissent pas sur cette figure, parce qu'ils ont été trop rarement dosés et n'ont donc pas pu être pris en considération dans les calculs de corrélations. Cependant, dans le petit nombre d'analyses où ils ont été chiffrés, leurs taux suivent celui du phosphore dans des rapports assez constants : c'est le cas du fluor et de certaines terres rares, comme l'yttrium et l'yterbium.

VIII.3.3.3. Variations des compositions chimiques en fonction du lieu et de l'âge du dépôt.

Les minéralisations dominantes, ainsi que la nature et l'abondance des éléments en traces qui les accompagnent, peuvent varier d'un point à l'autre et en fonction de l'âge de l'encroûtement qui les contient ; dans certains cas donc, la composition chimique des encroûtements minéralisés peut aider à caractériser une aire de sédimentation et certains niveaux de la colonne sédimentaire ; l'étude de ces variations fera l'objet d'une partie du chapitre suivant.

VIII.3.4. Les caractéristiques chimiques des carbonates. (fig. VIII.7)

Les carbonates sont caractérisés par l'absence d'éléments en traces, à l'exception de petites quantités de strontium, de baryum, et de très faibles quantités de vanadium, cuivre, zinc, cobalt et nickel. Les plus abondants de ces éléments sont le strontium et à un degré moindre le baryum qui, grâce aux dimensions de leurs rayons atomiques comparables à celui du calcium, remplacent assez

facilement celui-ci dans les molécules de carbonate. Ces associations Sr/Ca et Ba/Ca sont communes dans les sédiments carbonatés et maintenant bien connues (TUREKIAN, 1964). On peut cependant noter que les taux en strontium des carbonates briançonnais restent très inférieurs aux taux habituels de strontium dans les carbonates en général (TUREKIAN, 1964 ; KINSMAN, 1969).

Le grand nombre de corrélations entre éléments, et souvent avec des taux assez bons, présenté par la figure VIII.2., est dû au fait qu'à l'exception du strontium qui remplace directement le calcium dans les molécules de carbonate, tous ces éléments sont concentrés dans les impuretés du carbonate (argiles, oxydes) : les corrélations sont ainsi artificiellement renforcées.

C'est également la nature et l'abondance des impuretés qui, dans la plupart des cas, permettra de caractériser les différents faciès carbonatés :

1) Les calcaires "purs" sont très pauvres en éléments traces (teneurs en Ti, Cr, Co, Ni, V, Zn, Pb inférieures aux taux de détection), contiennent moins de 1 % d'argiles et une petite quantité de silice libre (0,5 %) provenant très probablement de la silice constituant le test des radiolaires.

2) Les calcaires à cherts contiennent également peu d'argiles (0,3% d'Al_2O_3), mais un peu plus de silice libre et d'éléments en traces (Ba notamment), probablement en raison d'une meilleure préservation de la silice d'origine biogénique, enfouie rapidement à chaque arrivée turbiditique.

3) Les calcaires noduleux présentent, par comparaison avec les calcaires "purs" du Tithonique, un enrichissement en SiO_2 et en Al_2O_3 (argiles), en Fe_2O_3 (argiles et oxydes), en MnO (oxydes) ; les valeurs supérieures en Ba, Co, Ni, sont liées aux teneurs supérieures en oxyde de fer et surtout en oxyde de manganèse. Nous remarquerons que la teneur en Fe_2O_3, englobant à la fois le fer des argiles et celui des oxydes, reste relativement faible eu égard à la couleur de la roche.

CHAPITRE IX - ETUDE GEOCHIMIQUE : EVOLUTION DES COMPOSITIONS CHIMIQUES DES SEDIMENTS EN FONCTION DE L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU DOMAINE BRIANCONNAIS

	Page
IX.1. SEDIMENTS SILICEUX ET ARGILEUX	125
IX.1.1. Variations du potassium	125
IX.1.2. Variations du baryum	127
IX.1.3. Variations du titane, du cobalt, du chrome, du zinc, du vanadium	129
IX.1.4. Variations du strontium et du manganèse	129
IX.1.5. Similitude des argiles d'une aire à l'autre	129
IX.2. ENCROUTEMENTS MINERALISES	131
IX.2.1. Variations du phosphore, du fer, du manganèse	131
IX.2.2. Variations du silicium	134
IX.2.3. Variations des éléments traces	134
IX.3. CONCLUSION	134

CHAPITRE IX. ETUDE GEOCHIMIQUE : EVOLUTION DES COMPOSITIONS CHIMIQUES DES SEDIMENTS EN FONCTION DE L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU DOMAINE BRIANCONNAIS.

Les compositions chimiques des sédiments pélagiques briançonnais varient, pour un âge donné, selon l'emplacement du lieu de dépôt dans la morphologie de l'époque, et en particulier selon la distance qui le séparait du domaine océanique. Ces compositions varient également, en un lieu donné, en fonction du temps et de l'évolution paléogéographique des aires de sédimentation : ainsi certaines périodes peuvent être caractérisées par la composition inhabituelle des sédiments en certains éléments, qui jouent dès lors le rôle de marqueurs stratigraphiques. L'existence de tels marqueurs est une aide appréciable pour la reconstitution stratigraphique des séries les plus internes, dont la datation par les fossiles n'est plus possible.

L'examen des différents diagrammes de corrélations relatifs aux sédiments briançonnais permet de mettre en évidence quinze éléments variant nettement au cours du temps, ou encore d'une aire à l'autre, en fonction de l'évolution paléogéographique du domaine:

1) dans *les sédiments siliceux et argileux*, le potassium, le baryum, le titane, le cobalt, le chrome, le zinc, le vanadium, le strontium, le manganèse;

2) dans *les encroûtements minéralisés*, le phosphore, le fer, le manganèse, le silicium, et la majorité des éléments traces (Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Sr, V, Zn, Pb).

IX.1. SEDIMENTS SILICEUX ET ARGILEUX

IX.1.1. Variations du potassium.

Chacun des diagrammes Al/K et Si/K (fig. IX.1 et IX.2) montre un dédoublement net du nuage représentatif des schistes et des calcschistes, en fonction de leur âge : les faciès argileux oxfordiens sont plus potassiques, les formations crétacées et tertiaires sont plus siliceuses. Ces caractéristiques sembleraient indiquer que les premiers contiennent plus d'illites et que les seconds contiennent plus de chlorites. De fait, l'analyse minéralogique confirme ce résultat : la composition moyenne des sédiments argileux du Malm, calculée sur 11 échantillons, comprend 78 % d'illites, tandis que celle des faciès du Crétacé supérieur-Paléocène, calculée sur 5 échantillons, n'en comporte que 68 % (voir tome 2, p. 373).

Discussion

Ces résultats peuvent être interprétés de différentes manières :

1) Les argiles oxfordiennes seraient plus métamorphiques que les argiles crétacées et paléocènes, et "nettoyées" ainsi des éléments en traces qu'elles contenaient. Cette hypothèse est peu vraisemblable, en raison de la

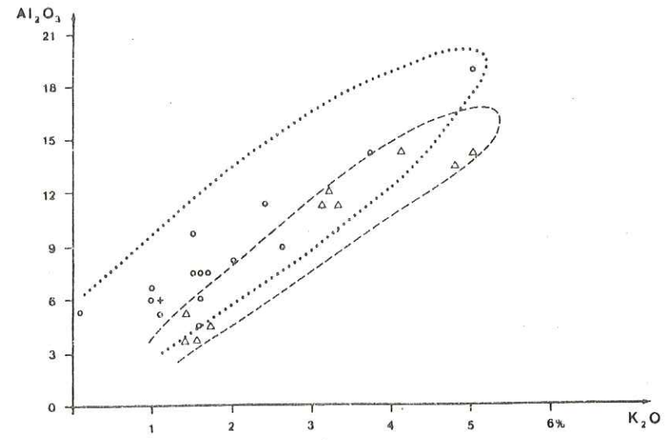


Fig. IX.1. Sédiments siliceux et argileux (lot CARSI) : diagramme de corrélations Al_2O_3/K_2O
Echantillons du Jurassique supérieur (Δ), du Crétacé (o), du Paléocène-Eocène inférieur (+).

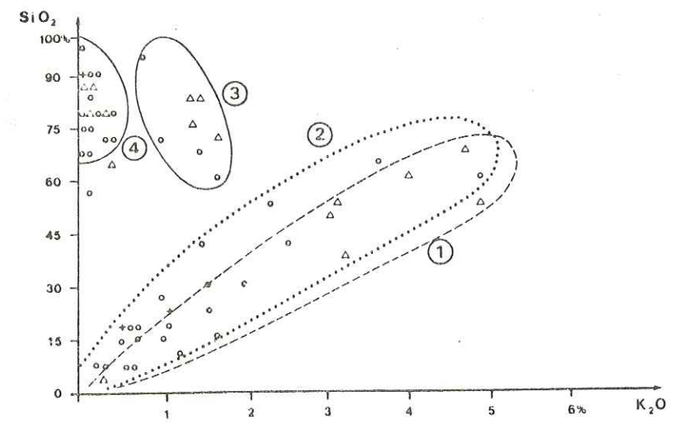


Fig. IX.2. Sédiments siliceux et argileux (lot CARSI) : diagramme de corrélations SiO_2/K_2O.
1. Argiles du Jurassique supérieur 2. Argiles du Crétacé supérieur et du Paléocène-Eocène inférieur
3. Schistes radiolaritiques 4. Cherts et radiolarites.

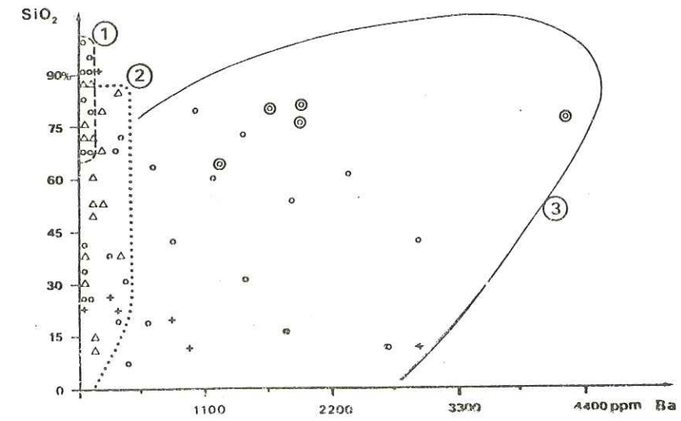


Fig. IX.3. Sédiments siliceux et argileux (lot CARSI) : diagramme de corrélations SiO_2/Ba.
1. Cherts de tous âges 2. Radiolarites et fonds durcis du Jurassique supérieur 3. Radiolarites, argiles, calcaires argileux et fonds durcis (@) du Crétacé supérieur-Eocène inférieur.

position souvent externe des coupes où ont été recueillis les faciès argileux du Malm.

2) En raison de leur âge, les argiles oxfordiennes auraient subi une diagénèse plus forte. Cette hypothèse est plus vraisemblable, même si l'épaisseur et le poids des sédiments post-oxfordiens sont assez réduits.

3) Les faciès argileux auraient été formés de matériaux argileux plus transformés et plus riches en éléments traces au Crétacé supérieur et au début du Tertiaire qu'au Malm. Cette hypothèse est d'autant plus intéressante qu'elle semble concorder avec l'évolution du domaine briançonnais : en effet, l'Oxfordien est l'époque de l'effondrement majeur de ce domaine et les érosions en milieu marin y ont été fréquentes et très actives dans certaines régions (aires de Roche Charnière et de Souliers), où elles ont atteint plusieurs fois le socle cristallin, pouvant de la sorte libérer des micas détritiques immédiatement redéposés ; pendant le même temps, les argiles provenant du continent étaient piégées dans le bassin dauphinois. Par contre, au Crétacé supérieur, si les érosions marines subsistent dans les régions déjà citées, et ce depuis le Vraconien jusqu'au Coniacien probablement, leur influence est en partie masquée par d'abondants apports continentaux : ceux-ci peuvent en effet alors atteindre le domaine briançonnais, en raison du bouleversement paléogéographique de la marge européenne de la Téthys au Vracono-Cénomanien, illustré en particulier par la moindre profondeur, ou l'émersion partielle, du domaine dauphinois.

En fait, les hypothèses 2 et 3 ne s'excluent pas mutuellement, et il est fort possible que les effets des processus qui y sont évoqués se soient superposés pour créer la différence de composition existant entre les argiles du Malm, d'une part, du Crétacé supérieur-Paléocène, d'autre part.

IX.1.2. Variations du baryum.

La plupart des fonds durcis siliceux et des radiolarites ont des taux élevés en baryum, de quelques centaines à quelques milliers de ppm (fig. IX.3). C'est en tout cas le trait majeur qui différencie ces faciès, à âge égal, des cherts d'origine diagénétique. De plus la comparaison des mêmes diagrammes, concernant les lots d'échantillons CARSI et CRONO, permet de constater une évolution croissante des teneurs en baryum depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Cénomanien et même jusqu'au Paléocène.

Discussion

On a vu au chapitre VIII que l'abondance du baryum dans les sédiments siliceux était due à la présence de cet élément dans les tests des radiolaires. Dès lors les variations que subit le taux de baryum au cours des temps pourraient avoir trois causes :

1) le taux de baryum présenté par les tests de radiolaires a varié au cours du temps ;

2) les sédiments contenaient plus ou moins de radiolaires, dont les tests présentaient par contre toujours la même composition en baryum ;

3) une éventuelle diagénèse en circuit ouvert a provoqué une diminution du taux de baryum, selon un processus un peu comparable à celui qui peut provoquer l'appauvrissement en strontium dans les mêmes conditions (KINSMAN, 1969).

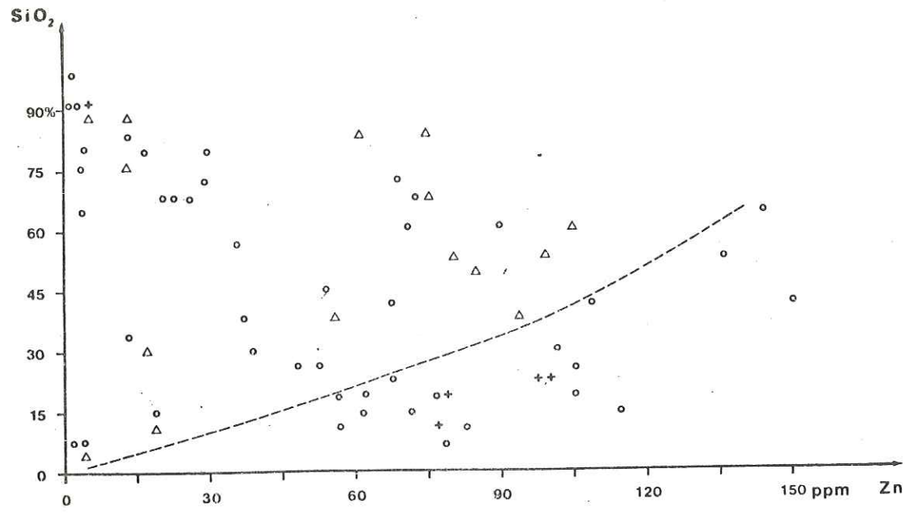


Fig. IX.4. Sédiments siliceux et argileux (lot CARSI) : diagramme de corrélations SiO_2/Zn
Echantillons du Jurassique supérieur (Δ), du Crétacé (essentiellement vraconiens à maestrichtiens, o), du Paléocène-Eocène inférieur (+).

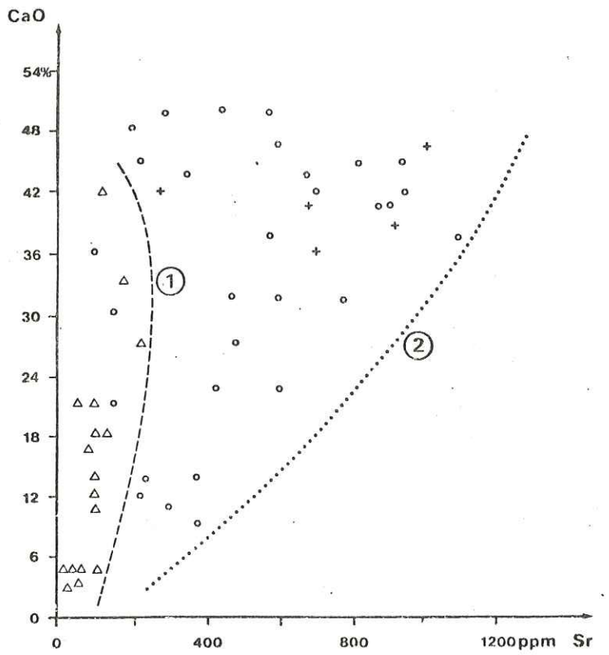


Fig. IX.5. Sédiments siliceux et argileux (lot CARSI) : diagramme de corrélations CaO/Zn
1. Limite du nuage des échantillons du Jurassique supérieur 2. Limite du nuage des autres échantillons.
Echantillons du Jurassique supérieur (Δ), du Crétacé (o), du Paléocène-Eocène inférieur (+).

Il ne semble pas possible de trancher entre ces trois solutions puisque les deux premières hypothèses, qui auraient pu être vérifiables dans le cas de sédiments frais ou bien conservés, ne le sont justement pas ici, en raison de l'état de recristallisation des échantillons.

Applications

1) La forte teneur en baryum des fonds durcis siliceux semble indiquer la parenté génétique de ces derniers avec les radiolarites, et non avec les cherts diagénétiques : ce fait confirmerait donc l'originalité de la formation des fonds durcis siliceux, certes peu facile à reconstituer, mais dont on sait qu'elle était probablement contemporaine des dépôts radiolaritiques (Callovo-Oxfordien et Vracono-Cénomanien) et qu'elle devait permettre la fixation du baryum comme dans le test des radiolaires (voir chap. III) ; ce mode de formation pourrait être l'équivalent, sous la CCD, des modes de formation des fonds durcis calcaires.

2) Quelle que soit la cause de ses variations, le taux de baryum peut dans certains cas servir à estimer l'âge d'un niveau hypersiliceux, quand l'étude stratigraphique n'a pu y parvenir : ainsi la carapace siliceuse recouvrant la formation des carbonates triasiques et supportant les calcschistes du Crétacé supérieur au Couloir du Queyrellin peut être, sur le terrain, attribué aussi bien à l'Oxfordien qu'au Vracono-Cénomanien ; en fait son taux de baryum (2000 ppm environ), très proche de celui des radiolarites sus-jacentes (3000 ppm), semble indiquer un âge également crétacé (Vraconien ?).

IX.1.3. Variations du titane, du cobalt, du chrome, du zinc, du vanadium.

La plus grande partie du cobalt, du chrome, du zinc, du vanadium et surtout du titane semble être contenue dans les argiles (voir les coefficients de corrélations de ces éléments avec les principaux constituants majeurs des argiles ; fig. VIII.3). Pour deux échantillons présentant des taux de silicium ou d'aluminium égaux, ces éléments sont moins nombreux dans les sédiments argileux du Jurassique supérieur que dans les faciès homologues du Crétacé supérieur-Paléocène (voir par exemple, fig. IX.4). La raison, déjà évoquée, en est probablement la plus grande fraction d'argiles dégradées d'origine continentale dans ces derniers sédiments.

IX.1.4. Variations du strontium et du manganèse.

L'ensemble des sédiments argileux et siliceux du Malm est pauvre en strontium et en manganèse, en comparaison des sédiments équivalents du Crétacé supérieur et du Paléocène (fig. IX.5, 6, 7). Cette carence en strontium pourrait être due à une diagénèse supérieure (KINSMAN, 1969). Les faibles quantités de manganèse contenues par les sédiments du Malm sont peut-être dues, elles, à des conditions de dépôt moins oxydantes, découlant par exemple d'une ouverture moins franche sur l'océan. Il n'est d'ailleurs pas impossible que les deux phénomènes soient liés, puisque la présence de manganèse semble faciliter la substitution du calcium par le strontium dans les carbonates (ICHIKUNI, 1973).

IX.1.5. Similitude des argiles d'une aire à l'autre.

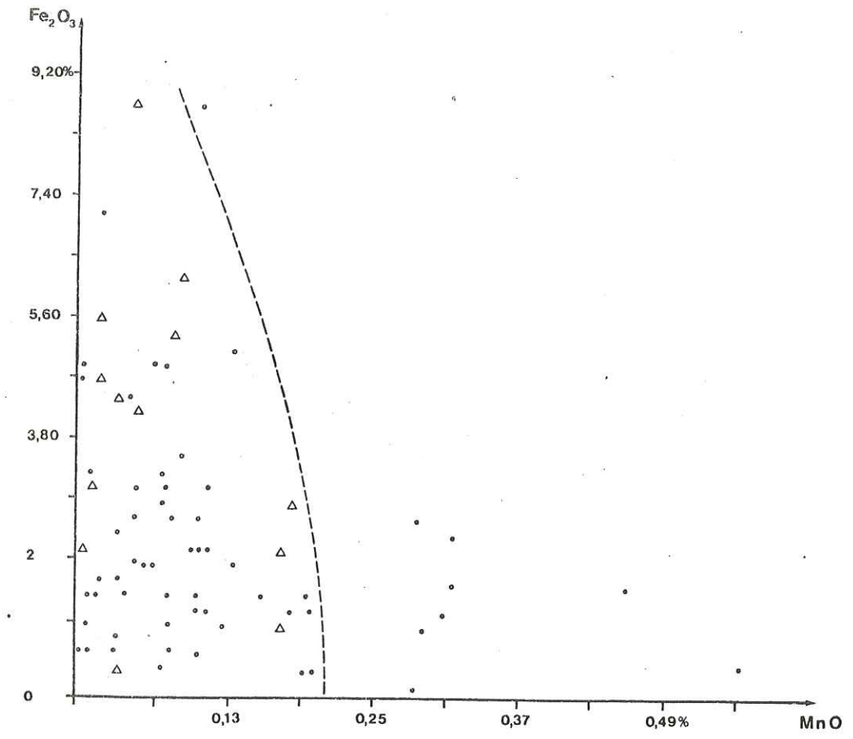


Fig. IX.6. Sédiments siliceux et argileux (lot CARSI) : diagramme de corrélations Fe_2O_3/MnO
△ Echantillons du Jurassique supérieur
• Autres échantillons

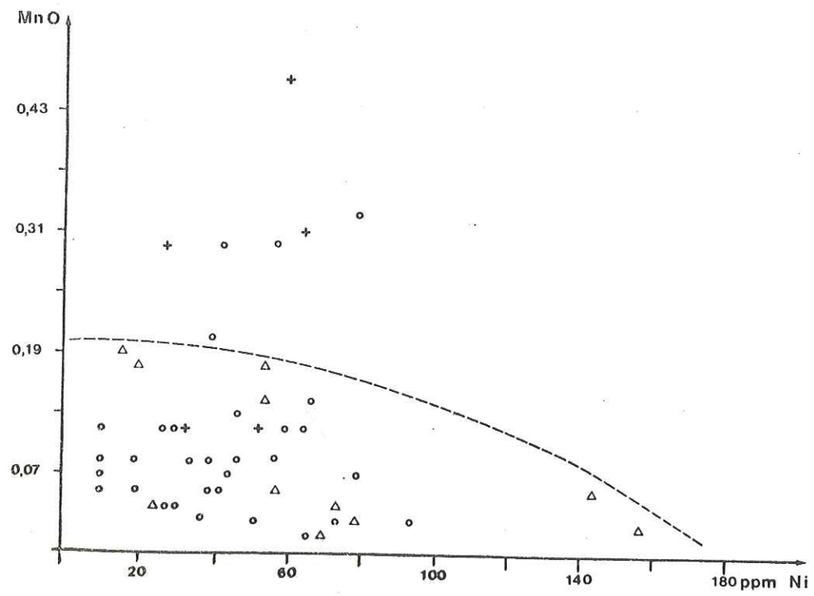


Fig. IX.7. Sédiments siliceux et argileux (lot CARSI) : diagramme de corrélations MnO/Ni
Echantillons du Jurassique supérieur (△), du Crétacé (∘), du Paléocène-Eocène inférieur (+).

Alors que la composition des argiles varie notablement en fonction de l'âge de leur dépôt, elle semble par contre très égale d'une aire à l'autre, à une époque donnée. Ceci pourrait découler soit d'une grande distance séparant le domaine briançonnais de la source du matériel, permettant le brassage et l'homogénéisation des éléments détritiques pendant leur transport (cas des argiles continentales), soit de la nature très homogène du matériel fourni par les érosions locales.

IX.2. ENCROUTEMENTS MINERALISES

IX.2.1. Variations du phosphore, du fer, du manganèse.

Les figures IX.8 et IX.9 montrent que la nature de la minéralisation dominante des encroûtements briançonnais est une double fonction de l'âge et de la distance du lieu de dépôt par rapport au domaine océanique. On peut ainsi noter :

. des teneurs en phosphate généralement faibles au Jurassique supérieur, et plus fortes au Crétacé supérieur et au Paléocène,

. une nette augmentation, à toutes époques, des taux de manganèse dans les encroûtements formés sur les aires les plus ouvertes sur le domaine océanique (par exemple aire de Souliers) ; ce fait est particulièrement net au Vracono-Turonien pendant lequel les oxydes de manganèse n'apparaissent pas dans les encroûtements recouvrant l'aire de Peyre-Haute, alors qu'ils sont présents sur l'aire de Souliers (domaine d'Acceglio).

Si on admet qu'à pH constant, l'apparition de phosphates, puis d'oxydes de fer, et enfin d'oxydes de manganèse, découle directement d'une augmentation progressive du Eh (KRUMBEIN et GARRELS, 1952 ; fig.IX.10), on peut expliquer les variations de la minéralisation dominante des encroûtements briançonnais par l'évolution de la morphologie du domaine et des confinements qui en découlent, et par la dérive latitudinale du bloc européen au cours du temps :

. au Jurassique supérieur, les faibles quantités de phosphate contenues dans les encroûtements pourraient s'expliquer par une position septentrionale du domaine, à des latitudes peu favorables à la formation d'upwellings (SHELDON, 1964) ; ce fait semble en bon accord avec les paléotempératures estimées (chap. X) et les variations probables de la productivité organique (chap. XII). L'abondance de manganèse dans le domaine d'Acceglio s'expliquerait par contre par un Eh plus élevé, en raison d'une ouverture plus grande vers l'océan.

. au Vracono-Turonien, le domaine briançonnais aurait dérivé vers des latitudes plus tropicales qu'au Malm et donc plus favorables à la formation d'upwellings, amenant sur la marge des eaux froides de Eh faible. L'encroûtement phosphaté puis ferrugineux formé sur l'aire de Peyre-Haute (voir chap. VI) pourrait être dû à un tel phénomène d'upwelling, suivi d'une augmentation du Eh, correspondant à un retour progressif aux conditions antérieures : cette augmentation du Eh serait restée toutefois insuffisante pour provoquer la formation d'oxydes de manganèse, en raison peut-être d'un léger confinement, dû par exemple à la création de reliefs entre cette aire et le domaine océanique (horst de Souliers ?). Par contre, sur le domaine d'Acceglio, les phosphates, consécutifs à la venue des courants ascendants froids, sont recouverts par des encroûtements successivement ferrugineux puis manganésifères, en raison d'un retour franc (et rapide ?) aux conditions oxydantes antérieures.

Age	Aires	Nb. d'anal. sur lesquelles a été effectué la moyenne	P_2O_5	Fe_2O_3	MnO	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Zn	Pb
Jur. sup.	Peyre-Haute s.l.	7	1.43	5.21	1.41	1110	138	41	77	686	574	99	87	55
	Galibier-Grand Bois	10	.34	21.6	1.65	949	143	54	118	253	204	198	115	136
	Souliers-Acceglio	9	1.6	17.15	9.71	5097	255	7	174	319	948	41	156	51
	Moyenne sur les 3 aires		1.12	14.7	4.26	2385	179	34	123	419	575	113	119	81
Crét. sup.	Peyre-Haute s.l.	42	13.15	6.21	.09	181	64	42	132	240	610	144	153	32
	Galibier-Grand Bois	4	1.48	4.59	.19	91	58	21	92	108	391	23	53	7
	Souliers-Acceglio	6	3.03	42.5	.58	975	33	24	88	128	309	155	125	14,5
	Moyenne sur les 3 aires		5.89	17.77	.29	416	52	29	104	159	437	107	110	18
Pal.-Eoc. inf.	Grand-Bois													
	Roche Gautier	20	6.11	9.5	1.26	2048	182	40	44	528	652	192	122	111
	Fort de l'Olive	8	13.4	11.09	1.62	269	947	7	89	2053	361	320	428	38
	Souliers-Acceglio	24	6.46	5.39	8.62	3200	783	19	265	858	715	155	168	152
	Moyenne sur les 3 aires		8.66	8.66	3.83	1839	637	22	133	860	576	222	239	100

Fig. IX-8 - Moyennes, par aires et par âges, des teneurs en P_2O_5, Fe_2O_3, MnO et traces des encroûtements minéralisés (lot CRONO). Les éléments majeurs sont exprimés en %, les traces en ppm.

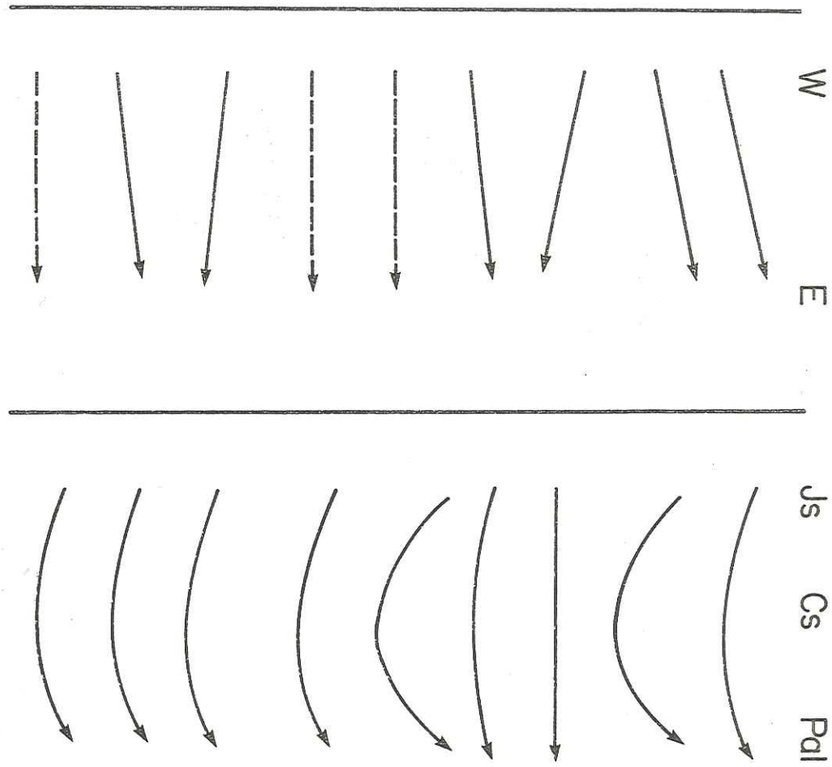


Fig. IX-9 - Variations relatives dans l'espace et dans le temps des teneurs en éléments traces des encroûtements minéralisés briançonnais (lot CRONO).

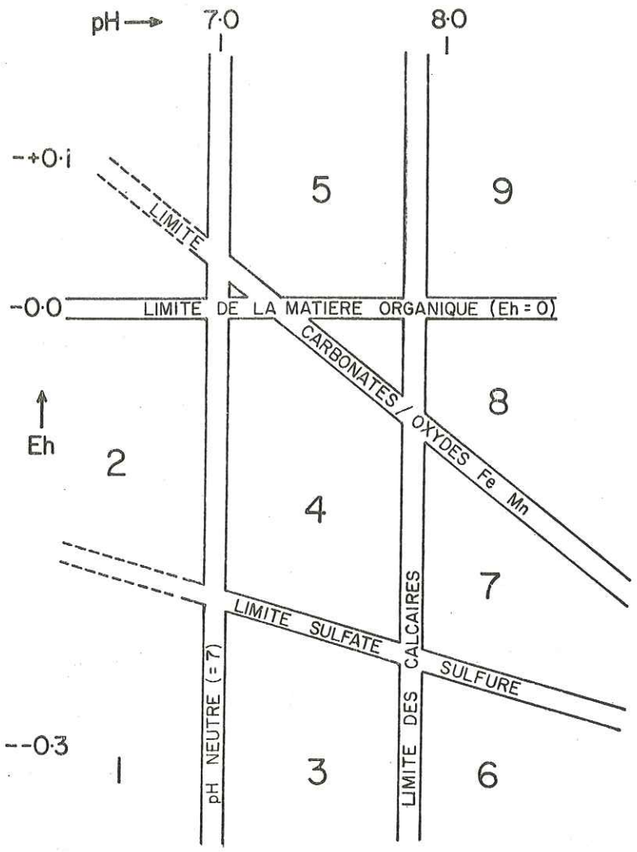


Fig. IX-10 - Associations chimiques sédimentaires en relation avec le Eh et le pH du milieu de sédimentation.

Domaine	Constituants principaux du sédiment
1	Tourbe, pyrite
2	Tourbe
3	Matière organique, phosphorite, pyrite
4	Chamosite, sidérite, matière organique, silice, phosphorite
5	Hématite, limonite, oxydes de Mn, chamosite
6, 7 et 8	Calcite, matière organique
9	Calcite

(D'après KRUMBEIN et GARRELS, 1952).

. Au Paléocène, la succession de multiples séquences P-Fe-Mn dans les encroûtements formés sur l'aire Grand Bois-Olive peut également être interprétée comme l'enregistrement dans la sédimentation de multiples upwellings successifs, permettant de multiples abaissements du Eh du milieu, suivis à chaque fois d'un retour aux conditions oxydantes précédentes.

IX.2.2. Variations du silicium.

Les variations conjuguées en silice et en phosphate permettent une caractérisation de sous-aires de sédimentation ou la mise en évidence d'une évolution morphologique, à l'intérieur de certaines aires étendues, comme celle de Peyre-Haute. Si l'on considère en effet qu'une augmentation du taux de silice et qu'une diminution concomitante du taux de phosphate correspondent à un approfondissement et à un confinement supérieur, comme cela est vérifié à plus grande échelle d'une aire à l'autre, on peut affiner la reconstitution morphologique de l'aire de Peyre-Haute au Vracono-Turonien : sur le diagramme Si/P relatif aux encroûtements crétacés (fig. IX.11), les régions du Lac de l'Ascension et de la crête de la Platte sont caractérisées par des rapports Si/P supérieurs à ceux des autres régions. De fait ces deux sous-aires amorcent une transition avec l'aire des Aiguillons (Ascension) d'une part, et avec l'aire de Beaudouis (Platte) d'autre part, dont nous savons, grâce aux données sédimentologiques, qu'elles étaient plus profondes que l'aire de Peyre-Haute à l'époque considérée.

IX.2.3. Variations des éléments traces.

Les figures IX.8 et IX.9 résument les principales variations dans l'espace et dans le temps des éléments traces.

1) Les encroûtements crétacés phosphatés présentent des taux exceptionnellement faibles en éléments traces, à la seule exception du chrome. Les diminutions de taux les plus marquées concernent le cobalt et le nickel.

2) Les taux de baryum, de cobalt, de cuivre, de zinc augmentent d'Ouest en Est.

3) Les taux de chrome et de vanadium diminuent légèrement d'Ouest en Est.

La plupart des éléments traces, et en particulier le cobalt et le nickel, semblent donc suivre les variations du taux de manganèse, et apparaître comme lui en abondance dans les encroûtements formés en milieu très oxydant, sur les aires les plus proches du domaine océanique franc.

IX.3. CONCLUSION

Les principaux résultats de l'étude géochimique peuvent se résumer en trois points :

1) *Les sédiments argileux* présentent des compositions plus potassiques au Malm, traduisant peut-être le dépôt de matériel détritique frais, provenant des érosions sous-marines locales. Les compositions plus alumineuses, plus magnésiennes et plus riches en éléments traces des argiles du Crétacé supérieur et du Paléocène traduiraient quant à elles des arrivées plus importantes de matériel phylliteux continental plus transformé.

2) *Au sein des sédiments siliceux,* les radiolarites et les fonds durcis siliceux sont caractérisés par un taux élevé de baryum, au contraire des cherts. De plus, les plus forts taux en cet élément (quelques milliers de ppm) semblent caractériser les sédiments du Crétacé supérieur et du Paléocène.

3) *Dans les encroûtements minéralisés,* la minéralisation dominante est respectivement phosphatée, ferrugineuse, manganésifère au fur et à mesure que le Eh du milieu de dépôt augmente. Ainsi la nature de la minéralisation concrétise :

a) les conditions oxydo-réductrices régnant sur l'aire de sédimentation (ex : au Vracono-Turonien, formation préférentielle d'oxydes de manganèse dans l'aire de Souliers, plus orientale et plus ouverte vers l'océan, et de phosphates sur l'aire de Peyre-Haute, plus occidentale et probablement légèrement protégée des influences océaniques par des reliefs la bordant à l'Est) ;

b) la probable dérive du domaine briançonnais vers des latitudes tropicales, approchées ou atteintes au Crétacé supérieur-Paléocène, entraînant l'apparition de plus en plus fréquente de phosphates, probablement liés à l'existence d'upwellings.

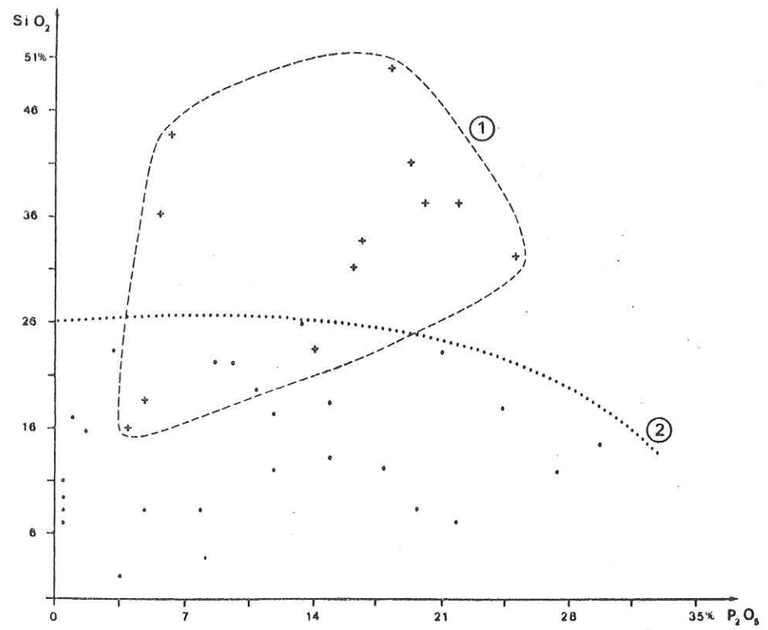


Fig. IX-11 - Diagramme SiO_2/P_2O_5 relatif aux encroûtements minéralisés crétacés de l'aire de Peyre-Haute (Vraconiens, cénomaniens et turoniens pour l'essentiel).
Nuage 1 : échantillons provenant des régions du Lac de l'Ascension et de la crête de la Platte.
Nuage 2 : échantillons provenant du reste de l'aire de Peyre-Haute.

CHAPITRE X - PALEOENVIRONNEMENT

	Page
X.1. CONDITIONS OXYDOREDUCTRICES	139
X.1.1. Le rôle de la diagénèse	139
X.1.2. Le rôle du mode de dépôt	139
X.1.3. Reconstitution des conditions oxydoréductrices	141
X.1.3.1. Coexistence, au Malm, d'aires bien oxygénées et d'aires plus confinées	141
X.1.3.2. Légère variation des conditions oxydoréductrices de l'Oxfordien au Tithonique ?	141
X.1.3.3. Les conditions oxydoréductrices au Crétacé inférieur	142
X.1.3.4. Les conditions oxydoréductrices au Crétacé supérieur et au début du Tertiaire	142
X.2. PALEOTEMPERATURES	142
X.2.1. Données et résultats généraux	142
X.2.2. Analyse isotopique des sédiments d'une série de sillon ; variations possibles de la température de l'eau de mer au cours du temps	143
X.3. ESTIMATION DES PROFONDEURS	145
X.3.1. Rappel des concepts sur les profondeurs de compensation dans les océans actuels	145
X.3.1.1. Les divers niveaux de compensations	145
X.3.1.2. Profondeurs absolues des divers niveaux de compensations. Critères de variations	146
X.3.2. Les profondeurs de compensations en Briançonnais	146
X.3.3. Evolutions relatives du fond et des niveaux de compensations en Briançonnais	150
X.3.3.1. Schéma 1	150
X.3.3.2. Schéma 2	152
X.3.4. Discussion	152

CHAPITRE X. PALEOENVIRONNEMENT

Nous tenterons, dans ce chapitre, de reconstituer trois caractéristiques essentielles des paléoenvironnements de dépôt, à savoir les *conditions oxydoréductrices* du milieu, la *température* de l'eau de mer et la *profondeur* du fond marin.

X.1. CONDITIONS OXYDOREDUCTRICES

Il est tentant de voir dans la couleur des sédiments un reflet direct du pouvoir oxydant de l'environnement de dépôt. Nous allons voir cependant qu'il faut distinguer, pour chaque sédiment, l'éventuelle part d'une transformation diagénétique, et celle du mode de dépôt lui-même, qui permettra un plus ou moins bon "enregistrement" des conditions environnantes par le sédiment.

X.1.1. Le rôle de la diagénèse

Il apparaît que dans certains cas particuliers, la diagénèse, ou le métamorphisme, a accentué ou altéré la couleur primitive du sédiment :

1) Certaines auréoles de décoloration peuvent notamment apparaître dans des sédiments rouges, au contact de clastes de dolomies triasiques ;

2) Certains sédiments contiennent des cristaux de pyrite partiellement ou imparfaitement hématisés, portant ainsi la marque de deux phases diagénétique successives : formation, puis hématisation de la pyrite ; ceci peut se produire dans un sédiment globalement oxydé, mais dans lequel se sont développés des micromilieux réducteurs autour d'amas de matière organique : la pyrite se forme dans un premier temps à l'intérieur de ces micromilieux et est ensuite altérée par la diagénèse globale du sédiment.

3) La couleur rouge du calcaire noduleux en particulier (cf. III.2) et des calcaires argileux rouges en général, a pu être accentuée par la diagénèse en raison du départ de calcaire et de la concentration d'hématite dans les réseaux microstylolitiques.

4) L'évolution diagénétique provoque, selon G. DUNOYER DE SEGONZAC (1969), une réduction du fer dans les argiles : il est donc probable que l'état d'oxydation actuel des anciens sédiments pélagiques briançonnais est moindre qu'à l'origine. Cependant la subsistence de calcaires argileux ou d'argilites rouges montre que cette réduction diagénétique est relativement peu importante et peut être négligée en première approximation.

X.1.2. Le rôle du mode de dépôt

Les observations que j'ai pu faire sur les sédiments briançonnais m'ont amené à distinguer quelques "lois" de relation entre la couleur finale du sédiment, son mode de dépôt et les conditions oxydoréductrices qui régnaient alors. La figure X.1 résume ces résultats. Il semble qu'en milieu réducteur, quel que soit leur mode de dépôt, les sédiments sont toujours gris, verts, gris-noir ou gris-bleu, sauf cas exceptionnel où des sédiments rouges, remaniés en masse, par exemple à la faveur d'un glissement synsédimentaire, sont ensuite redéposés en

Mode de dépôt	Sédiments résultants en environnement oxydant	Sédiments résultants en environnement réducteur
Sédimentation autochtone lente.	Sédiments rouges ou roses.	Sédiments gris ou bleus
Sédimentation autochtone rapide.	Sédiments à dominante rouge ou à dominante grise ou bleue selon qu'ils contiennent ou non des matières organiques.	Sédiments gris ou bleus
Apports latéraux de sédiments rouges.	Sédiments rouges.	Sédiments restant rouges s'ils sont abondants.
Apports latéraux de sédiments noirs.	Sédiments noirs, si l'enfouissement est rapide.	Sédiments noirs.
Remaniements ou bioturbations fréquentes (taux de sédimentation quelconque).	Sédiments à dominante rouge même s'ils renferment des matières organiques à l'origine.	Sédiments noirs.

Fig. X.1. Relations entre la couleur finale des sédiments briançonnais d'une part, le mode et les conditions de leur dépôt d'autre part.

milieu réducteur. Par contre des sédiments déposés en milieu oxydant ne sont pas toujours rouges ou roses : un enfouissement rapide de matière organique, avant qu'elle ait eu le temps d'être oxydée, pourrait mimer une sédimentation en milieu réducteur.

X.1.3. Reconstitution des conditions oxydoréductrices

X.1.3.1. Coexistence, au Malm, d'aires bien oxygénées et d'aires plus confinées.

Nous avons vu (chap. I et III) que les sédiments du Malm se présentent essentiellement sous deux faciès qui s'excluent mutuellement : les calcaires à cherts d'une part, les calcaires noduleux passant vers le haut à des calcaires homogènes d'autre part. Ces deux types de sédiments présentent des couleurs nettement distinctes : les calcaires à cherts sont gris, gris-bleu ou gris-noir, tandis que les calcaires des séries lacunaires évoluent du rouge à leur base (calcaire de Guillestre) au beige-rosé à leur sommet (calcaire à calpionelles). Malgré les réserves exprimées dans les deux paragraphes précédents, on doit interpréter ces différences comme l'empreinte de conditions réductrices lors du dépôt des premiers, et oxydantes lors du dépôt des seconds. En effet :

1) Les calcaires à cherts ont été sédimentés selon un taux moyen faible ; la vitesse d'enfouissement n'était donc pas suffisante, en tout cas *pas à chaque instant*, pour préserver la matière organique de toute oxydation si le milieu avait été oxydant.

2) Pour qu'une série de sédiments entièrement rouge ait pu être déposée en milieu réducteur, il faudrait que ces sédiments rouges soient redéposés, et de plus qu'aucune trace de sédiments autochtones ne soit plus visible : l'hypothèse est invraisemblable et ne peut être soutenue à l'extrême rigueur que pour quelques cas particuliers.

L'alternance des couleurs rose et grise n'est cependant pas rare et peut être observée dans plusieurs coupes (Aiguillas et N.D. des Neiges notamment), mais ces coupes sont toujours situées dans des domaines de transition entre des aires à calcaire de Guillestre et à calcaire à cherts typiques ; ces alternances doivent donc être interprétées comme des remaniements de sédiments oxydés et redéposés dans des sédiments réduits, ou comme l'indice de variations locales de la morphologie du fond ou de l'intensité des courants.

X.1.3.2. Légère variation des conditions oxydoréductrices de l'Oxfordien au Tithonique ?

Les sédiments du Malm des séries lacunaires présentent une nette évolution de couleur de la base (rouge) au sommet (beige-rosé), qui pourrait refléter une diminution du pouvoir oxydant environnant ; en fait cette évolution s'explique plus probablement par une augmentation du temps d'exposition des sédiments à l'eau de mer, plus long pour le calcaire noduleux, maintes fois remanié sous l'effet de la gravité, de courants, ou encore de fouisseurs, que pour les calcaires du Tithonique, restés relativement stables après leur dépôt : de plus la diagénèse particulière du calcaire de Guillestre a pu accentuer encore cette différence. On ne peut donc pas vraiment parler de variations de Eh pour la période considérée.

X.1.3.3. Les conditions oxydoréductrices au Crétacé inférieur.

A première vue, la situation paraît être la même qu'au Malm, avec des sillons relativement confinés où se déposaient des boues grises ou gris-bleu, les futurs calcaires à cherts, et des points hauts plus oxygénés où ne se déposait aucun sédiment, en raison de courants violents, ou seulement quelques placages de sédiments rouges dans les anfractuosités, comme les calcaires noduleux déposés sur les aires du Galibier et du Grand Bois. Ce schéma semble effectivement valable dans ses grandes lignes, mais une particularité doit cependant être soulignée : sur l'aire de Peyre-Haute, les premiers sédiments apparaissant après la lacune du Crétacé inférieur sont des lentilles de micrite piégées dans des encroûtements phosphatés verts, en général datés du Vraconien (voir VI.3.3.2) ; cette couleur suit nettement la stratification et ne peut être une décoloration au contact des calcaires tithoniques. Il en ressort que pendant une période au moins du Crétacé inférieur, le Vraconien, l'environnement a été moins oxydant, sinon réducteur et celà, même sur des points hauts. Cette variation temporaire des conditions oxydoréductrices peut être due aux deux phénomènes suivants :

1) l'action intermittente des courants balayant les reliefs permettait, par instants, le dépôt de minces placages de sédiments dans de petites dépressions légèrement confinées ; la création de ces dépressions était favorisée par les déformations tectoniques qui étaient la règle à cette époque.

2) Les upwellings, qui ont pu se produire à cette époque et favoriser la formation des encroûtements phosphatés, ont véhiculé des eaux riches en CO_2 et relativement pauvres en oxygène.

X.1.3.4. Les conditions oxydoréductrices au Crétacé supérieur et au début du Tertiaire.

Les calcaires argileux déposés durant cette période présentent essentiellement trois couleurs : rouge, verte et grise à gris-jaune.

Les couleurs "vives", rouges et vertes, sont toujours caractéristiques de séries très condensées, comme on en trouve très communément à la base de la formation (Vraconien, Cénomanien, Turonien ou Coniacien selon les points), ou pendant tout le Crétacé supérieur sur l'aire du Grand Bois ; le taux de sédimentation, faible, "laisse le temps" au sédiment de "s'imprégner" des conditions environnantes. L'alternance des couleurs rouges et vertes peut soit provenir de variations cycliques du Eh, soit d'une plus grande quantité de matière organique contenue dans certains niveaux, les maintenant sous forme réduite.

Par contre les couleurs "ternes", grise ou gris-jaune, sont plutôt réservées aux séries épaisses ; elles sont dues soit à un confinement relatif dans des bassins locaux, soit à un taux de sédimentation élevé préservant les sédiments de l'oxydation, soit à un effet conjugué de ces deux raisons.

X.2. PALEOTEMPERATURES.

X.2.1. Données et résultats généraux

Des analyses portant sur les isotopes du carbone et de l'oxygène ont été

effectuées sur les sédiments pélagiques briançonnais, dans l'espoir d'estimer d'abord la part des recristallisations diagénétiques ou métamorphiques subies par ces sédiments, puis les variations relatives de la température de l'eau de mer lors de leur dépôt. Les analyses ont porté sur deux familles de sédiments : des encroûtements minéralisés et des carbonates. L'interprétation des résultats (tome 2, p. 375) montre :

1) une origine marine pour tous les échantillons, ce qui est un résultat attendu ;

2) l'absence de toute recristallisation importante en milieu continental ;

3) des taux en O^{18} inversement proportionnels à l'intensité du métamorphisme subi par les échantillons ;

4) une évolution des valeurs au cours des temps, qui va faire l'objet du paragraphe suivant.

X.2.2. Analyse isotopique des sédiments d'une série de sillon ; variations possibles de la température de l'eau de mer au cours du temps.

Nous laisserons de côté les résultats concernant les encroûtements minéralisés, complexes parce qu'ils sont fonction d'un trop grand nombre de variables (degré de métamorphisme différent pour chaque coupe, minceur des différentes concrétions entraînant des imprécisions d'échantillonage ou favorisant d'éventuels échanges chimiques entre les couches contiguës). Les résultats concernant les sédiments carbonatés sont plus faciles à interpréter, et le sont d'autant plus qu'ils concernent une série de sillon bien déterminée, et une seule : la continuité de la série permet l'étude de l'évolution continue des isotopes au cours du temps, et l'influence du métamorphisme est ainsi minimisée, dans la mesure où elle est semblable pour tous les termes de la série. Le choix de la coupe s'est porté sur celle de Soureliou, bien étudiée par ailleurs sur le plan sédimentologique. On y observe (fig. X.2) :

1) une dérive continue et subrégulière du δC^{13} depuis des valeurs d'environ + 2 au Kimméridgien jusqu'à des valeurs d'environ + 0,2 au Vraconien-Cénomanien ;

2) un profil de variation du δC^{13} plus irrégulier au Kimméridgien qu'au Tithonique-Berriasien et qu'au début du Crétacé inférieur, et de nouveau plus irrégulier vers la fin du Crétacé inférieur ;

3) une évolution de la courbe de δO^{18} au cours des temps, avec :

a) des valeurs de l'ordre de - 2 à - 3 pour le Malm-Berriasien ;

b) une brusque diminution vers des valeurs de l'ordre de - 6 durant le reste du Crétacé inférieur ;

c) une remontée vers des valeurs de l'ordre de - 2 à - 3 au cours du Vraconien-Cénomanien ;

d) des valeurs restant entre - 4 et - 5 lors du Crétacé supérieur.

Cette évolution peut être interprétée comme reflétant des températures :

a) relativement froides au Malm-Berriasien,

b) relativement chaudes au Crétacé inférieur ;

c) de nouveau plus froides au Vraconien-Cénomanien ;

d) de nouveau plus chaudes au Crétacé supérieur.

On peut constater la remarquable coïncidence d'un épisode particulier, froid, avec d'une part le grand évènement tectonique du Vraconien-Cénomanien, et d'autre part la formation d'encroûtements phosphatés, interprétés (voir chap. VI) comme pouvant résulter de courants ascendants froids sur la marge continentale. En conséquence, on peut suggérer l'évolution suivante :

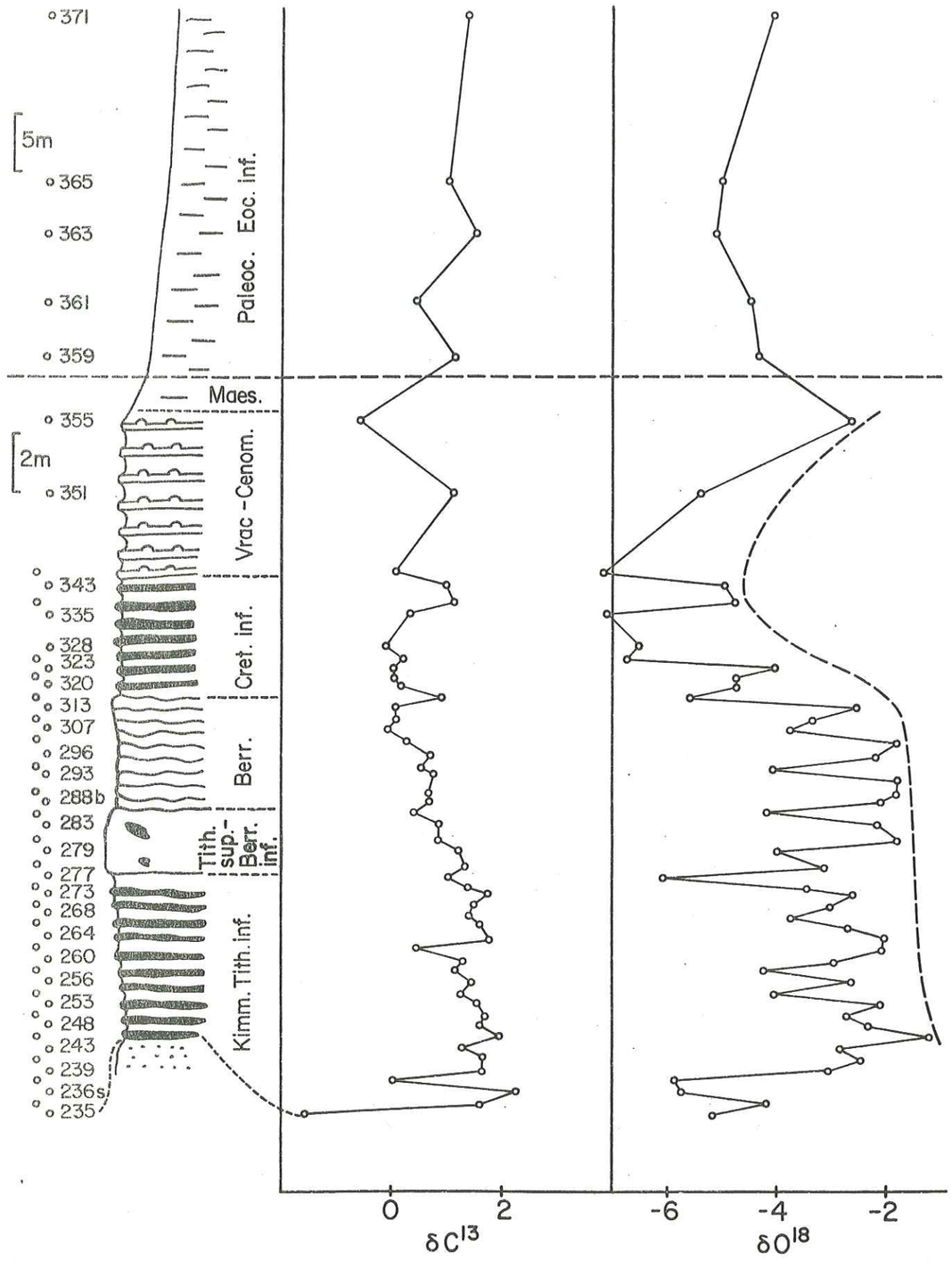


Fig. X.2. Série de Soureliou : évolution des valeurs isotopiques C^{13} et O^{18} des sédiments, du Kimméridgien à l'Eocène inférieur.

a) Les eaux se réchauffent progressivement, en surface tout au moins, du Malm au Crétacé inférieur, pour trois raisons possibles : confinement durant la même période, mélange de moins en moins important des eaux froides et profondes et des eaux chaudes superficielles, latitude du Briançonnais se rapprochant de l'équateur.

b) les eaux se refroidissent au Vracono-Cénomanien, peut être à la suite d'un brassage violent provoqué par la venue d'upwellings.

c) La température se réchauffe ensuite au Crétacé supérieur, et peut être plus encore au début du Tertiaire.

X.3. ESTIMATION DES PROFONDEURS.

X.3.1. Rappel des concepts sur les profondeurs de compensation dans les océans actuels.

X.3.1.1. Les divers niveaux de compensations.

Depuis longtemps déjà (MURRAY et RENARD, 1891), on sait que les particules calcaires sont d'autant plus sujettes à la dissolution que la profondeur de leur dépôt est plus grande. De fait, au delà d'une certaine profondeur (de 4000 à 5000 m selon les points dans les grands océans actuels), les dépôts carbonatés sont absents, toutes les particules ayant été dissoutes au cours de leur chute ou lors de leur séjour sur le fond. Cette profondeur critique a été appelée profondeur de compensation de la calcite (en anglais : calcite compensation depth ; en abrégé : CCD). L'enveloppe de toutes les CCD est appelée surface de compensation de la calcite.

La CCD ne correspond pas à la profondeur où l'équilibre de saturation de la calcite est atteint ; en 1966, M. PETERSON, en immergeant dans le Pacifique des boules de calcite attachées à un filin, a en effet montré que cet équilibre était atteint vers 200 ou 300 m de profondeur seulement. La CCD est donc plutôt la profondeur où est atteint un équilibre de *compensation* entre, d'une part un flux plus ou moins important de particules carbonatées et, d'autre part, la dissolution induite par l'augmentation de la pression hydrostatique, la diminution de la température des eaux et l'augmentation de leur pression partielle en CO_2 (REVELLE, 1944 ; BRAMLETTE, 1961 ; PYTKOWICZ, 1968 ; BERGER, 1974).

Outre la CCD, d'autres niveaux ont pu être corrélés avec la profondeur : l'étude détaillée des sédiments pélagiques a permis de montrer une dissolution sélective des différentes formes minéralogiques des carbonates de calcium, de différentes familles d'organismes en fonction de la forme de leur test, ou encore de la présence ou de l'absence sur ce test de films de matière organique protecteurs. Ainsi ont été distinguées, par ordre de profondeur croissante :

- l'*ACD* (aragonite compensation depth), profondeur au-delà de laquelle les organismes à tests aragonitiques (ammonites, certains gastéropodes) sont dissous ou ne sont préservés que si la vitesse d'enfouissement est grande ;
- la *profondeur de compensation de la calcite magnésienne,* qui semble varier en fonction des conditions de dépôts et se situer soit au-dessus, soit à proximité, soit au-dessous de l'ACD ;
- *diverses FCD* (foraminifera compensation depth), ou profondeurs de dissolution des foraminifères, qui varient essentiellement en fonction des formes de

ces organismes, les formes graciles, peu épaisses ou présentant une large surface d'attaque étant dissoutes les premières ;

- la *lysocline*, profondeur à laquelle la dissolution de la calcite augmente brutalement ;

- la *profondeur de compensation des coccolithes*, correspondant peu ou prou à la CCD ; les coccolithes résisteraient mieux à la corrosion, en dépit de leur petite taille, grâce à la protection de films organiques protecteurs (ROTH et al., 1975 , in BERNOULLI, 1977).

X.3.1.2. Profondeurs absolues des divers niveaux de compensations. Critères de variations.

Les niveaux de compensations sont déterminés par quatre paramètres principaux : la pression hydrostatique, la pression partielle en CO_2, la température de l'eau et le flux de particules calcaires ; tout facteur intervenant dans ces paramètres influera donc plus ou moins directement sur les profondeurs de compensation. J'ai tenté de résumer dans la figure X.3. ces principaux facteurs et leurs influences sur la CCD.

1) Le simple examen du tableau montre à quel point le problème est complexe. Les causes de variations sont extrêmement nombreuses et ne sont probablement même pas toutes citées ici. Nous remarquerons qu'une même cause peut avoir différentes conséquences : CCD descendante provoquée par une forte productivité organique influant sur le taux de sédimentation calcaire ; CCD ascendante provoquée par une forte productivité organique, entraînant une grande activité benthique, une forte production de CO_2, donc un abaissement de pH.

2) Nous remarquerons également le rôle capital des reliefs du fond marin, qui entraînent presque dans tous les cas une ascension de la CCD ; ce fait est particulièrement important en ce qui concerne le terrain accidenté qu'était le domaine briançonnais.

3) L'influence de l'âge, probable, est impossible à estimer : quelle était la composition de l'eau de mer à l'époque ?

Ce bref survol des principaux facteurs dont dépendent les niveaux de compensation des carbonates nous montre qu'il est impossible de chiffrer et même d'estimer les profondeurs de ces niveaux. Les considérations qui vont suivre feront donc appel à des grandeurs relatives ; tout au plus pourrons-nous suggérer des ordres de grandeurs de variations.

X.3.2. Les profondeurs de compensations en Briançonnais

Préliminaires : Un des arguments nécessaires aux reconstitutions des profondeurs de compensations dans le domaine briançonnais est la présence ou l'absence dans les sédiments d'une certaine faune. L'emploi d'un argument "négatif", tel qu'une absence de faune, est légitime dans la mesure où cette faune était pélagique et avait un très large et très constant développement sur toute l'étendue de la Téthys ; c'était en particulier le cas des foraminifères planctoniques, des *Saccocomidae* et des calpionelles.

Les transitions "verticales" à l'intérieur d'une même série, traduisant une variation dans le temps, ou "latérales" d'une série à l'autre, traduisant une variation dans l'espace à un instant donné, montrent fréquemment une succession de sédiments non carbonatés (ex : radiolarite), puis de sédiments carbonatés sans foraminifères, puis avec foraminifères et enfin avec faune à test aragonitique

Facteurs	Conséquences	Influence sur la CCD locale.
Morphologie du fond	Confinement ⟹ CO_2 ↗	↘
	Reliefs balayés par upwellings ⟹ t ↘	↘
	Fertilité locale ⟹ activité benthique ↗ ⟹ CO_2 ↗	↗
	Fertilité locale ⟹ grande productivité ⟹ flux de tests plus important	↗
	Reliefs balayés par courants ⟹ activité benthique ↗ ⟹ CO_2 ↗	↘
	Création de pôle froid, circulation d'eaux froides profondes ⟹ grande productivité ⟹ flux de tests ↗	↘
Orientation NS de l'océan	Température égale sur toute la colonne d'eau ⟹ taux de sédimentation ↘	↗
Orientation EW de l'océan	Upwellings	↘
Latitude tropicale	Grande productivité organique	↗
Latitude équatoriale	Larges surfaces de plates-formes nouvellement immergées ⟹ haute productivité ⟹ réservoir Ca ↘ / flux de tests ↗	↘ / ↗
Transgression	Flux de particules ↗ ⟹ taux de sédimentation ↗	↗ ↗
Taux de sédimentation		?
Variation de la composition de l'eau de mer au cours des temps.		

Fig.X.3. Facteurs influant sur la profondeur de compensation de la calcite

(ammonites, gastéropodes), ou encore une succession inverse. Il semble donc que les concepts de niveaux de compensations précédemment exposés puissent être appliqués aux séries pélagiques briançonnaises. De fait les cartes "bathymétriques" obtenues grâce à ces critères sont cohérentes en elles-mêmes et entre elles, et peuvent être avec succès confrontées avec d'autres cartes, obtenues par la répartition d'autres facteurs liés à la morphologie, tels que la présence de brèches, d'indices de glissements de sédiments, etc.

Une reconstitution plus fine des niveaux de compensations peut même être tentée, en cherchant à mettre en évidence une dissolution sélective des organismes à test calcitique. Le problème est compliqué du fait que la plupart des organismes considérés ne sont pas contemporains et que la CCD a très probablement varié au cours du temps (voir ci-dessous). J'ai résumé pour cela sur la figure X.4 plusieurs coupes apparemment continues du Malm au Crétacé inférieur, et leur contenu en organismes pélagiques à tests calcitiques : protoglobigérines (Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur), *Saccocomidae* (Kimméridgien-Tithonique inférieur), calpionelles (Tithonique supérieur-Berriasien), globigérines (Crétacé inférieur), hedbergelles et rotalipores du Vraconien-Cénomanien. On peut en tirer trois conclusions :

1) Les *Saccocomidae* et les foraminifères planctoniques du Vraconien-Cénomanien sont les formes les plus résistantes à la dissolution : en effet les *Saccocomidae* sont présents dans *toutes* les coupes, alors que les faunes immédiatement précédentes (protoglobigérines) ou suivantes (calpionelles) en sont quelquefois absentes ; d'autre part les hedbergelles et les rotalipores semblent encore présentes dans des faciès déjà très proches des radiolarites (calcaires siliceux à radiolaires).

2) Les calpionelles seraient plus résistantes que les globigérines : en effet, ces deux groupes sont contemporains au Berriasien et devraient apparaître ensemble à cette époque ; or les calpionelles de cet âge figurent souvent seules, ou apparaissent en meilleur état.

Ces observations, tirées d'un petit nombre de coupes, ne fournissent que des indications ou tout au plus des présomptions ; toutefois nous noterons qu'elles sont en bon accord avec la forme et l'épaisseur du test de ces organismes : les *Saccocomidae* sont des articles de crinoïdes de formes relativement pleines et massives notamment en leur partie centrale, les hedbergelles et les rotalipores ont des parois plus épaisses que les globigérines du Crétacé inférieur, les calpionelles présentent des parois non ajourées au contraire des globigérines, etc.

3) Les comparaisons des faunes et de leur état de conservation peuvent permettre de préciser les profondeurs relatives du fond d'un point à un autre : ainsi le fond était plus profond à Montbrison qu'à la tête de la Balme ; de fait, la série de Montbrison est une série de transition entre les séries de sillons - comme celle de la tête de la Balme- et les séries de hauts-fonds. De même le lieu où s'est déposée la série du Pont du Villars, qui ne contient au Jurassique supérieur que des *Saccocomidae*, devait être très profond : effectivement cette série a été déposée dans un sillon et présente un taux de silice libre très élevé.

	Protoglobigérines	Saccocomidae	Calpionelles	Globigérines du Crétacé inférieur	Hedbergelles
Aiguillas		A	A	A	A
Roche Gautier	p	A	p		////
ND des Neiges	A	A	A		A
Tête du Queyrellin	A	A	A		A
Corbières		A	A		
Pont du Villars		A			A
Tête de la Balme	p	A	A	p	////
Soureliou	//?//	A	A	Ar	A
Montbrison S	A	A	A	A	A
Rochers Plats du Lac Blanc		A	p	p	//?//
Gisement des ammonites		A	A	p	//?//
Clot des Vaches B		A	A	A	////
Clot des Vaches A	p	A	A	A	////
Galibier coupe PC 2925		A	A		

A= abondants et/ou en bon état p= peu nombreux et/ou en mauvais état
= absents //// = lacune de sédiments
r= remaniés

Fig. X.4. Contenu en microfaune à test calcitique de différentes séries briançonnaises.

X.3.3. Evolutions relatives du fond et des niveaux de compensation en Briançonnais

La répartition des sédiments non carbonatés, des sédiments carbonatés sans foraminifères, puis sans ammonites ni gastéropodes, nous donne, pour chaque époque, la carte bathymétrique des zones profondes du Briançonnais (cf. fig. XIV. 4, 5, 7, 8, 9, 11 et 12).

Le domaine briançonnais semble atteindre, en ses points les plus bas, des profondeurs dépassant la CCD à deux époques : le Callovien(?)-Oxfordien inférieur d'une part, le Vraconien-Turonien de l'autre. Pour expliquer ces mouvements de la CCD et du fond marin relativement l'un à l'autre, plusieurs hypothèses sont possibles :

1) la CCD reste constante et la profondeur du fond varie ;
2) la profondeur du fond reste immuable et la CCD varie ;
3) les deux varient indépendamment.

De ces trois possibilités, la troisième semble la plus vraisemblable. En effet :

1) La succession radiolarite/calcaire à *Aptychi*/calcaire à ammonites est classique et bien répandue dans les faciès du Malm téthysien ; elle est interprétée généralement (BOSELLINI et WINTERER, 1975) comme l'enregistrement dans les sédiments d'un abaissement progressif de la CCD, plus probable qu'une remontée générale du fond marin sur toute l'étendue de la Téthys.

2) Il est probable que du Malm au Cénomanien au moins, le fond de la mer a subi une subsidence sinon régulière, du moins continue. Nous pouvons donc, à la suite de A. BOSELLINI et E. WINTERER (1975) qui ont proposé un schéma de variations de la CCD et du fond illustré par la figure X.5, imaginer un autre schéma, assez semblable et adapté au Briançonnais, illustré par les figures X.6 et X.7 ; ces figures, semblables dans leurs grandes lignes, présentent de légères différences, dues à divers comportement possibles de la CCD ou du fond marin. Dans les deux cas, elles ont été construites de manière à expliquer l'apparition de sédiments non carbonatés à l'Oxfordien et au Vraconien-Cénomanien.

Les résultats sont obligatoirement limités, puisque ne peuvent être reconstitués que des mouvements relatifs entre la CCD et le fond. Le domaine d'incertitude reste donc grand, en particulier sur les valeurs absolues des profondeurs et sur leur évolution dans l'absolu en un point ; seules sont connues avec une bonne certitude les morphologies relatives du fond à chaque époque, en raison de leur rapport avec une variable commune, la CCD, considérée comme constante sur tout le domaine à l'instant considéré, mais dont on ne connait pas la valeur. En revanche, l'image du domaine briançonnais, reconstituée à l'aide des critères sédimentologiques autres que les critères bathymétriques, nous permet d'étudier les variations des niveaux de compensation dans le cadre d'une marge continentale accidentée profonde et de préciser leur mode d'enregistrement dans la sédimentation. Le grand nombre des affleurements et des données sédimentologiques laisse en particulier de plus grandes possibilités pour une approche progressive des niveaux de compensation, que sur une marge encore immergée, connue ponctuellement par quelques forages.

X.3.3.1. Schéma 1 :

Les mouvements relatifs de la CCD et du fond évoluent différemment au cours de cinq périodes successives :

1) Dogger-Oxfordien inférieur : la CCD reste constante, tandis que

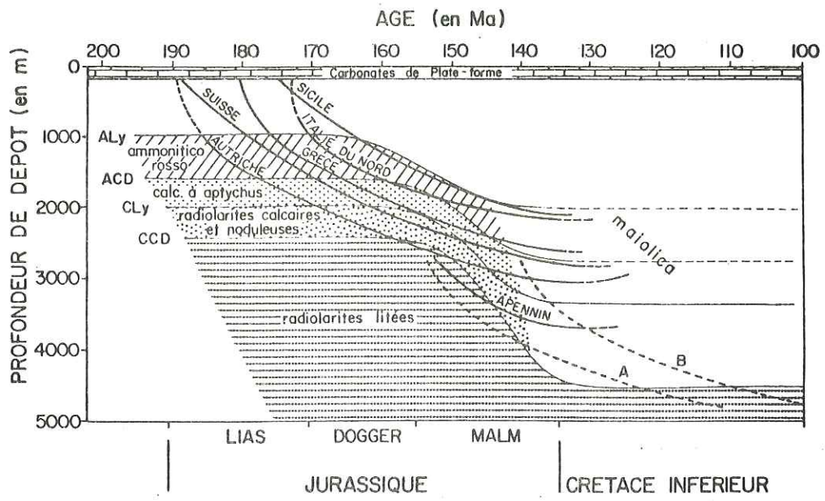


Fig. X-5 - Détermination des faciès pélagiques de Suisse, d'Autriche, de Grèce, d'Italie du Nord et de Sicile, en fonction de leur profondeur de dépôt présumée et de leur âge. D'après A. BOSELLINI et E.L. WINTERER (1975).
ALy : lysocline de l'aragonite
ACD : profondeur de compensation de l'aragonite
CLy : lysocline de la calcite
CCD : profondeur de compensation de la calcite
A et B : Courbes de Sclater pour le Jurassique et le Crétacé (SCLATER et al., 1971).

Fig. X-6

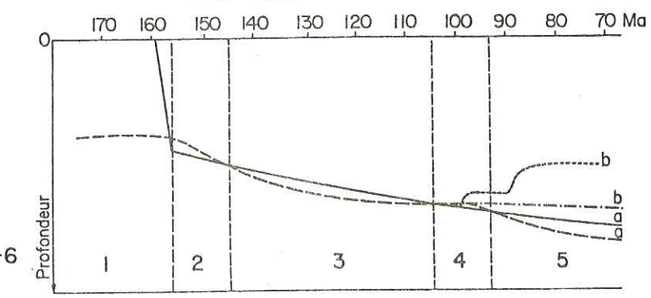


Fig. X-7

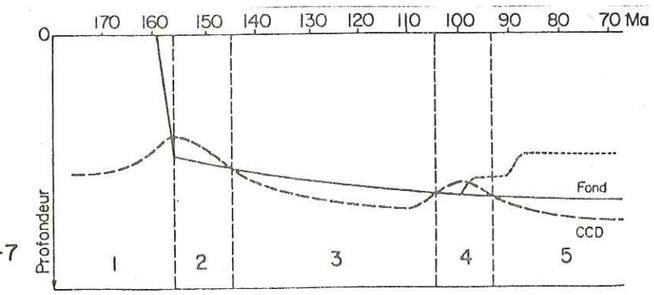


Fig. X.6. et X.7. Deux schémas possibles pour les variations relatives du fond briançonnais et de la CCD au cours du temps.

Fig. X.6. : schéma 1. Fig. X.7. : schéma 2. Voir l'explication de ces schémas dans le texte.

position du fond
position du fond dans la variante b
position de la CCD
position de la CCD dans la variante b.

la marge s'effondre (vers - 160 Ma) et enregistre une subsidence forte ; le fond marin, en ses points les plus bas, vient se placer sous la CCD.

2) Oxfordien-Kimméridgien inférieur : le fond poursuit sa subsidence, mais à une vitesse très ralentie ; il reçoit des sédiments décarbonatés ; la CCD, pour des raisons inconnues, s'abaisse à une vitesse supérieure.

3) Kimméridgien-Vraconien : la CCD a dépassé la profondeur du fond qui reçoit maintenant une sédimentation carbonatée ; à la fin de cette période, le fond marin s'enfonce à nouveau plus rapidement que la CCD (ou bien celle-ci s'élève) et s'en rapproche.

4) Le fond dépasse à nouveau la CCD et reçoit une sédimentation non calcaire.

5) A partir du Cénomanien ou du Turonien selon les points, le fond marin repasse au dessus de la CCD. Variante a : la subsidence du fond continue au même rythme et la CCD s'enfonce de nouveau plus rapidement, pour des raisons inconnues. Variante b : la CCD reste constante, et le fond s'élève sous l'effet d'une tectonique compressive, possible à cette époque.

X.3.3.2. Schéma 2 :

Ce schéma illustre une subsidence du fond identique à celle du schéma 1. Seul le comportement de la CCD change : les montées de la CCD ne coïncident pas avec les évènements tectoniques oxfordiens et cénomaniens, mais en sont une conséquence (voir X.1.3.2). Ce schéma, quoique non démontré, apparaît comme plus crédible que le premier. Cependant le passage progressif des calcaires à cherts aux radiolarites du Vraconien dans les séries de sillons tendrait à montrer que la profondeur du fond et la CCD se rapprochent lentement pendant cette période.

X.3.4. Discussion :

La reconstitution des niveaux de compensation par l'étude de leur influence sur les sédiments briançonnais semble justifiée par la cohérence des schémas paléomorphologiques obtenus et féconde puisqu'elle fournit la carte des zones profondes du domaine. Malheureusement, les résultats sont limités, puisque ne peuvent être reconstitués que des mouvements relatifs entre les divers niveaux de compensation et le fond. Cependant ces mouvements relatifs peuvent être étudiés avec une assez bonne précision, grâce à l'image du domaine briançonnais, reconstitué âge par âge à l'aide des critères sédimentologiques autres que les critères bathymétriques.

CHAPITRE XI - SEDIMENTATION ET TECTONIQUE. SUBSIDENCE

	Page
XI.1. SEDIMENTATION ET TECTONIQUE	155
XI.1.1. Les effets directs de l'activité tectonique	155
XI.1.1.1. Dépôt de matériel détritique	155
XI.1.1.2. Glissements de sédiments et dépôts de brèches intraformationnelles ; figures sédimentaires associées	155
XI.1.1.3. Les lacunes et les condensations sédimentaires	156
XI.1.2. Les effets indirects de l'activité tectonique : conséquences de l'évolution de la morphologie et de la profondeur du fond	156
XI.1.2.1. Les effets de l'évolution du domaine briançonnais lui-même	156
XI.1.2.2. Les effets de l'évolution des domaines voisins	158
XI.2. SUBSIDENCE	158
XI.2.1. Les moyens d'estimation	158
XI.2.2. Subsidence du domaine briançonnais	158
XI.2.2.1. Callovo-Oxfordien	159
XI.2.2.2. Oxfordien moyen-Vraconien	159
XI.2.2.3. Crétacé supérieur à Eocène inférieur	160
XI.3. CONCLUSION	160

CHAPITRE XI. SEDIMENTATION ET TECTONIQUE. SUBSIDENCE

Ce chapitre comporte deux parties. La première traite de l'influence de la tectonique sur la sédimentation pélagique briançonnaise. Cette influence, extrêmement importante, est déjà étudiée par ailleurs (chap. III, IV, V, VI, VII) et sera encore largement évoquée lors des reconstitutions paléogéographiques du domaine (chap. XIII, XIV). En conséquence, cette partie n'est pas développée et ne constitue en fait qu'un bref inventaire des différentes formes d'influence de la tectonique sur la sédimentation et des références aux divers chapitres que le lecteur pourra consulter pour une plus ample information.

La deuxième partie traite de la subsidence du fond marin briançonnais et de ses variations.

XI.1. SEDIMENTATION ET TECTONIQUE

Les faciès pélagiques briançonnais, dans leur majorité, sont déterminés ou fortement marqués par l'activité tectonique et par son influence sur la morphologie et la profondeur du fond.

XI.1.1. Les effets directs de l'activité tectonique.

XI.1.1.1. Dépôt de matériel détritique (voir chap. V)

La tectonique est à l'origine directe de la plupart des formations détritiques briançonnaises (olistolites, brèches, microbrèches, pélites) qui proviennent d'écroulements de falaises, apparaissant entre des compartiments faillés, en milieu marin et pélagique. C'est le cas des brèches callovo-oxfordiennes, des olistolites, brèches et pélites vracono-coniaciennes. La taille des éléments de ces formations dépend de la distance de transport et de la nature de la roche érodée.

XI.1.1.2. Glissements de sédiments et dépôts de brèches intraformationnelles ; figures sédimentaires associées (voir chap. VII).

La tectonique provoque des glissements de sédiments, soit en créant une pente sur laquelle les sédiments préalablement déposés se mettent à glisser, soit en imprimant des secousses à des pentes douces sur lesquelles les sédiments s'étaient jusqu'alors maintenus. Les sédiments redéposés en bas de pente présentent des figures de déformations plastiques, ou constituent de véritables brèches composées de galets plus ou moins mous.

D'autres figures sédimentaires découlent plus ou moins directement du même phénomène, comme les filons sédimentaires réels ou "avortés" (fenêtres), ouverts par distension locale dans des sédiments diversement indurés.

Certains faciès sont grandement marqués par cette activité tectonique : nous avons vu en particulier au chapitre III la part prise par les hétérogénéités du sédiment dans l'élaboration du calcaire noduleux et, partant, par la tectonique qui les avait provoquées.

XI.1.1.3. Les lacunes et les condensations sédimentaires (voir chap. XII).

En provoquant des glissements de sédiments (cf. ci-dessus) ou en créant des pentes trop fortes pour que les sédiments à venir puissent s'y maintenir, la tectonique se trouve à l'origine directe de lacunes et de surcondensations sédimentaires ; un exemple frappant de ce phénomène est la lacune de la base du Malm, entraînée par l'effondrement de la marge continentale.

XI.1.2. Les effets indirects de l'activité tectonique : conséquences de l'évolution de la morphologie et de la profondeur du fond.

XI.1.2.1. Les effets de l'évolution du domaine briançonnais lui-même.

Les sédiments briançonnais non détritiques, dans leur majorité, peuvent être considérés comme résultant, à une même époque, du dépôt de particules pélagiques calcaires et siliceuses (nannofossiles, foraminifères planctoniques et benthiques, ammonites, gastéropodes, lamellibranches, échinodermes, radiolaires) sur un domaine accidenté et inégalement profond. Les faciès de ces sédiments sont alors déterminés par la morphologie, la situation dans le domaine et la profondeur du lieu de dépôt (voir fig. XVI. 2). Ainsi, au Malm, les points hauts sont recouverts par des calcaires noduleux, tandis que les sillons reçoivent des calcaires à cherts ou des radiolarites selon qu'ils sont plus ou moins profonds. Au Crétacé supérieur, les calcaires argileux se déposent dans les zones basses, tandis que les zones hautes ne reçoivent que très peu de sédiments, et sous la forme de calcaires non argileux. Enfin, à toutes époques, les pentes suffisamment inclinées interdisent toute accumulation de particules sédimentaires.

Il semble que, dans certaines conditions, la formation d'encroûtements phosphatés peut dépendre également de l'activité tectonique. Une part des encroûtements phosphatés briançonnais s'est en effet élaborée à l'instant précis de la crise tectonique vraconienne. Une origine possible de ces encroûtements, proposée au chapitre VI, est la création de conditions favorables par la venue de courants froids ascendants (upwellings). La formation des encroûtements phosphatés pourrait alors être liée à l'évènement tectonique vraconien de deux manières différentes :

1) L'évènement provoque une dérive accélérée du bloc européen vers le Sud et provoque l'apparition brutale d'upwellings ; une telle dérive, n'apparaît cependant pas dans les cartes reconstituant les déplacements des continents (SMITH et BRIDEN, 1977).

2) La crise tectonique crée, à l'Est du Plateau de Peyre-Haute, un relief, probablement situé dans l'aire de Souliers, dont l'érosion fournit du matériel détritique aux régions environnantes (voir coupe de Clot-la Cime). La création de ce relief entraîne un confinement relatif du domaine Briançonnais et en particulier de l'aire de Peyre-Haute. Les courants ascendants froids provoquent alors, dans cet environnement légèrement confiné, des encroûtements phosphatés, puis ferrugineux (voir chap. VI), tandis que des encroûtements manganésifères se forment à l'Est du relief de Souliers, dans des conditions océaniques franches et bien oxygénées (fig. XI.1).

Le deuxième phénomène semble le plus plausible, mais n'explique pas à lui seul la création des upwellings. Une combinaison des deux phénomènes n'est donc pas à exclure.

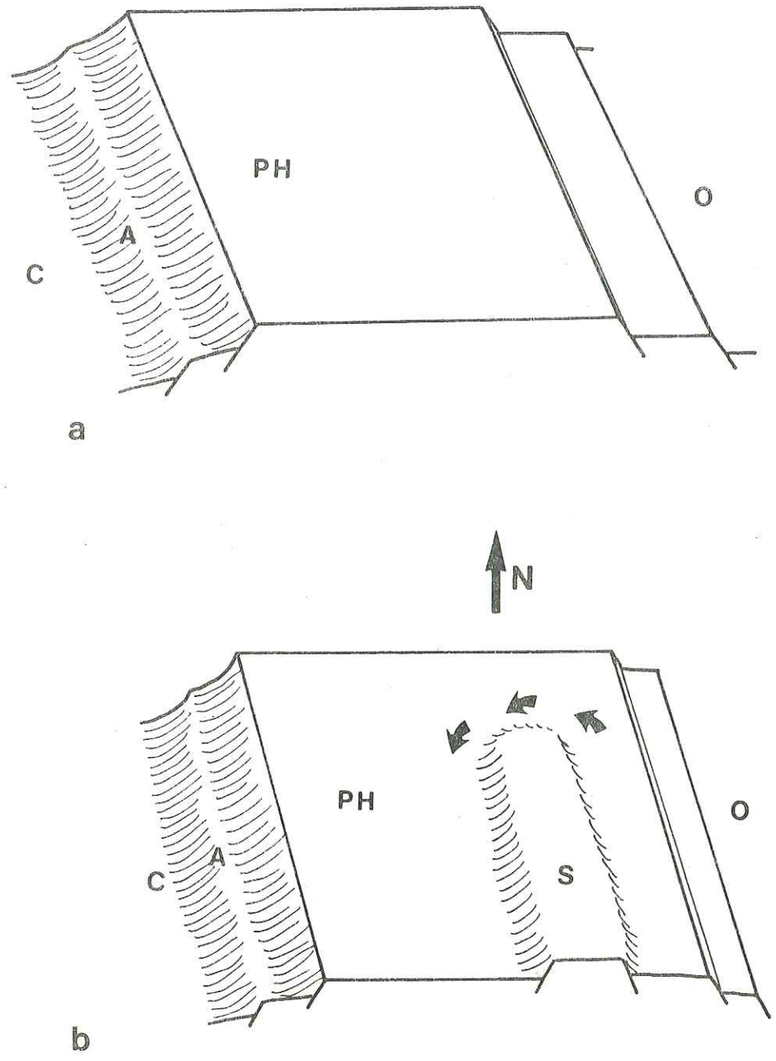


Fig. XI.1. Création au Vraconien du relief de Souliers : conséquences éventuelles sur les conditions oxydoréductrices régnant sur le plateau de Peyre-Haute.

PH : Plateau de Peyre-Haute S : Horst de Souliers
C : Sillon de Champcella A : Aire des Aiguillons. O. domaine océanique.

a : avant le Vraconien, le plateau de Peyre-Haute, en communication franche avec l'océan, se trouve en milieu oxygéné peu propice à la formation de croûtes phosphatées.

b : après la création ou le rajeunissement du horst de Souliers, l'arrivée d'upwellings (flèche) dans un milieu plus confiné a pu favoriser la formation de phosphates.

XI.1.2.2. Les effets de l'évolution des domaines voisins.

Les faciès des sédiments pélagiques briançonnais dépendent dans une certaine mesure de l'évolution paléogéographique des domaines voisins. En particulier, les sédiments briançonnais datés du Malm et du Crétacé inférieur sont très pauvres en argiles, au contraire des sédiments du Crétacé supérieur. Cette évolution caractéristique semble dépendre de l'évolution de la marge continentale dans son ensemble : avant la crise vracono-cénomanienne, le profil de la marge est tel que les argiles continentales ne peuvent atteindre le domaine briançonnais ; ce profil est bouleversé au Vracono-Cénomanien et les argiles font une apparition massive dans les sédiments briançonnais (fig. XV.2).

XI.2. SUBSIDENCE

XI.2.1. Les moyens d'estimation

Les moyens qui sont à notre disposition pour évaluer le taux de subsidence du fond briançonnais sont extrêmement limités et, en tout état de cause, ne permettent d'obtenir que des valeurs *relatives* et *approximatives*.

Une subsidence sera parfaitement définie par son *sens*, ascendant pour une subsidence négative, ou descendant pour une subsidence positive, et par son *taux* (vitesse de déplacement vertical du fond). Le sens peut souvent être déterminé, mais il en est malheureusement tout autrement du taux, surtout dans les séries fossiles : le calcul de ce dernier n'est en effet possible que si la colonne sédimentaire enregistre le passage de certains niveaux de profondeurs connues (profondeur 0, niveau inférieur de la zone photique, divers niveaux de compensations).

Le taux le plus simple à calculer est celui d'une aire située à fleur d'eau au début de la période considérée, et dont la subsidence est compensée rigoureusement par l'accumulation de sédiments de plate-forme : le taux de subsidence est alors égal au taux de sédimentation, soit égal au quotient de l'épaisseur des sédiments avant leur compaction par la durée de la période considérée. Ce cas est celui du domaine briançonnais au Trias moyen et supérieur, qui reçoit alors une épaisse série de carbonates de plate-forme.

Un autre type d'évolution du fond pourrait permettre le calcul du taux de subsidence ; c'est celui où le fond passe de la profondeur 0 à l'un quelconque des niveaux de compensation, ou d'un niveau de compensation à l'autre. Ce type de calcul pourrait nous être extrêmement utile dans l'étude des sédiments pélagiques briançonnais, mais il faudrait pour cela connaître les valeurs absolues des paléoprofondeurs de compensation ; or nous ne connaissons pas ces valeurs, qui semblent de plus avoir beaucoup fluctué au cours des temps, ce qui entraîne des imprécisions sur le sens même de la subsidence (voir chap. X). La prudence sera donc de mise tout au long des considérations qui vont suivre.

XI.2.2. Subsidence du domaine briançonnais

Les données de la sédimentologie nous incitent à distinguer trois grandes

périodes, pendant lesquelles la subsidence a été radicalement différente : le Callovo-Oxfordien, le Malm-Crétacé inférieur (Oxfordien moyen à Vraconien ou Cénomanien) et enfin le Crétacé supérieur-Paléocène.

XI.2.2.1. Callovo-Oxfordien.

Cette période voit l'effondrement de la marge continentale vers les grandes profondeurs, après un long régime de plate-forme, et la plus forte subsidence positive de tout le Mésozoïque.

Dénivelée :

L'effondrement de ce secteur de la marge fait passer le domaine briançonnais de profondeurs proches de zéro à des profondeurs dépassant la CCD pour ses points les plus bas ; nous ne connaissons pas la valeur absolue de la CCD de l'époque, mais nous pouvons tout de même estimer qu'elle ne devait guère être inférieure à 1000 m.

Durée :

Nous ne pouvons en calculer que la durée maximum, recouvrant approximativement le Callovien et l'Oxfordien inférieur, soit environ 6 Ma ; mais la subsidence a pu se produire en une ou plusieurs phases, pendant des laps de temps très brefs compris dans cette période : dans ce cas, le taux moyen que nous calculerons sur toute la durée du Callovien et de l'Oxfordien inférieur sera très inférieur aux taux réels.

Taux :

Selon la valeur que l'on accorde à la CCD de l'époque, on obtient pour une durée de 6 Ma, des taux de 170 m/Ma, 340 m/Ma et 510 m/Ma pour, respectivement, 1000, 2000 et 3000 m de subsidence ; ces taux ne sont pas de beaucoup supérieurs à ceux qu'on peut calculer pour les carbonates de plate-forme du Trias moyen et supérieur briançonnais (135 m/Ma, J. MEGARD-GALLI, communication personnelle), et auraient donc vraisemblablement pu être comblés par une épaisse accumulation de carbonates de plate-forme : il est donc probable qu'une subsidence intense a entraîné rapidement le fond marin sous la zone photique, interdisant de la sorte toute compensation de l'enfoncement par une intense productivité organique. Mais nous ne savons pas si, ensuite, la subsidence a pris un rythme plus lent, ou rapide et saccadé, entrecoupé de calmes, ou si le fond a atteint la CCD en un seul mouvement.

XI.2.2.2. Oxfordien moyen-Vraconien

Les aires les plus profondes du Briançonnais sont situées sous la CCD à l'Oxfordien et au Vracono-Cénomanien ; entre ces deux époques, la plupart d'entre elles, sinon la totalité, reçoivent des sédiments carbonatés, donc caractéristiques de profondeurs moindres : nous avons vu (chap. X) que ce fait est dû plus probablement à une fluctuation de la CCD, qu'à une grande variation de profondeur du fond de la mer. Cependant si nous considérons, comme certains (BOSELLINI et WINTERER, 1975), que la CCD était beaucoup plus profonde au Cénomanien qu'à l'Oxfordien, la subsidence positive se serait poursuivie jusqu'au Vraconien de façon subcontinue, mais à un taux évidemment plus réduit ; pour fixer les idées, si nous plaçons les CCD de l'Oxfordien et du Vraconien respectivement à 1500 et 2500 m, nous obtenons un taux moyen de subsidence entre ces deux époques de 17 m/Ma.

XI.2.2.3. Crétacé supérieur à Eocène inférieur.

Après le Turonien, aucun sédiment briançonnais ne présente plus aucune caractéristique d'un dépôt sous la CCD ; d'autre part le taux de sédimentation devient beaucoup plus fort (voir chap. XII). Ces deux faits peuvent s'expliquer, soit par une productivité organique beaucoup plus grande, soit par un abaissement notable de la CCD à cette époque (qui peut d'ailleurs être lié à l'augmentation de la productivité), soit encore par une éventuelle tectonique compressive entraînant une diminution de la profondeur moyenne du domaine briançonnais. Dans ce dernier cas, le taux de subsidence devient donc négatif et le fond se rapproche de la surface de la mer, qu'il atteindra au cours du Tertiaire.

XI.3. CONCLUSION

La sédimentation pélagique briançonnaise est profondément marquée par :

1) *la tectonique*, qui a provoqué le dépôt d'abondantes formations détritiques (olistolites, brèches, microbrèches, pélites et argilites) et a décidé plus ou moins directement du faciès de nombreux sédiments (calcaires noduleux, calcaires à cherts) par les figures sédimentaires qu'elle y a déterminées ;

2) *une subsidence*, d'abord brutale au Callovien (?)-Oxfordien inférieur qui entraîne le domaine briançonnais, jusqu'alors subémergé, vers des profondeurs très importantes, puis plus progressive et plus lente jusqu'au Vracono-Cénomanien au moins.

Les détails de cette évolution du domaine, ainsi que ses rapports avec le reste de la marge continentale nord-téthysienne et de la Téthys en général, seront évoqués dans les chapitres XIII, XIV et XV.

CHAPITRE XII - TAUX DE SEDIMENTATION. APPORTS ET PRODUCTIVITE ORGANIQUE

Page

XII.1. LES LACUNES 163

XII.2. LES CONDENSATIONS 167

XII.3. TAUX DE SEDIMENTATION GLOBAUX, A L'ECHELLE DU DOMAINE BRIANCONNAIS 168

XII.4. CONCLUSION 169

CHAPITRE XII. TAUX DE SEDIMENTATION. APPORTS ET PRODUCTIVITE ORGANIQUE.

La figure XII.1 contient tous les taux de sédimentation que j'ai pu calculer ou estimer. En fait, ces chiffres ne sont que des quotients épaisseur/âge et non de véritables taux de sédimentation, puisqu'il n'a pas été tenu compte dans leur calcul du taux de compaction, sans doute très variable selon les faciès. De plus les valeurs obtenues sont très approximatives, en raison des étirements ou des épaississements dûs à la tectonique, des erreurs faites sur les âges, soit parce qu'ils ne sont qu'estimés, soit parce que la précision de la datation est trop faible. Des taux moyens, propres à plusieurs domaines de sédimentation, ont ensuite été calculés pour trois grandes périodes : le Jurassique supérieur, le Crétacé inférieur, le Crétacé supérieur-Tertiaire (fig. XII.2).

L'examen des figures XII.1 et XII.2 révèle :

1) un grand nombre de lacunes de sédimentation, dont la plus importante se situe au Crétacé inférieur, les autres se situant au Malm, plutôt à la base, et au Crétacé supérieur, plutôt au sommet.

2) des surcondensations semblant caractériser certaines aires à certaines époques (ex : aire Grand Bois-Olive au Crétacé supérieur-Paléocène) ;

3) des taux de sédimentation globaux très différents au Jurassique supérieur, au Crétacé inférieur et au Crétacé supérieur.

XII.1. LES LACUNES.

L'étude des sédiments pélagiques briançonnais et de leurs variations de faciès permet de distinguer trois causes essentielles de lacunes de sédimentation :

1) *Les courants.*

L'action des courants sous-marins sur des aires en relief empêche le dépôt des particules sédimentaires, ou érode des sédiments fraîchement déposés. C'est un processus qui a depuis longtemps été avancé pour expliquer les lacunes briançonnaises (LEMOINE, 1953 b). En fait, il est très difficile de prouver que ces courants ont existé, excepté en certains points et à certaines époques : ainsi, aux Rochers Plats du Lac Blanc, des bélemnites, visibles sur des surfaces de hard-grounds datés du Kimméridgien, du Tithonique et du Berriasien, sont orientées parallèlement à une direction privilégiée ; de plus certains débris de crinoïdes montrent des crénulations importantes caractéristiques d'espèces rhéophiles (M. ROUX, communication orale). L'action des courants sur l'aire de Peyre-Haute durant le Crétacé inférieur est également probable, mais ne peut être démontrée que par un raisonnement indirect, et peut-être fragile : cette aire est en effet, pendant cette période, moins instable et moins accidentée que les aires du Grand Bois et du Galibier qui présentent toutes deux des sédiments du Crétacé inférieur. La cause de cette lacune ne peut donc avoir été une instabilité du fond, mais plutôt une action des courants sur le plateau lisse déterminé par la surface supérieure du Tithonique ; de fait, les sédiments réapparaissent à partir du Vraconien, date de reprise des mouvements tectoniques qui créent de nouveaux reliefs-barrières.

Fig. XII.1 - Taux de sédimentation dans diverses coupes briançonnaises.

Aires	Surfaces en valeurs relatives	Malm		Crétacé inf		Crét.sup.-Pal.	
	S	τ	τxS	τ	τ x S	τ	τ x S
Roche Charnière	68	.25	17	.12	8.1	2	136
Champcella	85	.8	68	.4	34	8	680
Peyre-Haute + Aiguillons occid. (MS, GP, CR)	365	.81	296	≃0	≃0	>6.4	>2336
Beaudouis	25	.55	14	.25	6.25	?	?
Galibier-Cerces Briançon- Grand Bois-Olive	200	.55	110	.12	24	>3	600
domaine Briançonnais	743		Σ=505		Σ≃72		Σ=3752
τ moyen (Σ/743)		.68		.1		>5	

Fig. XII-2 - Calcul des taux de sédimentation briançonnais moyens au Malm, au Crétacé inférieur et au Crétacé supérieur-Paléocène.

Le calcul est effectué de la manière suivante : pour chacune des périodes considérées et pour chaque aire ou groupe d'aires, on calcule un taux de sédimentation moyen, à l'aide des données de la figure XII-1. Un taux de sédimentation moyen est ensuite calculé pour la totalité du domaine briançonnais, en donnant à chaque aire un poids proportionnel à la surface qu'elle est supposée avoir occupée dans le domaine briançonnais (voir fig. XIII-3).

τ = taux de sédimentation.

2) *Les pentes.*

Dans plusieurs cas, comme par exemple dans les coupes successives, d'E en W, du Grand Aréa (voir fig. XIII.11), j'ai pu observer l'évolution latérale suivante : sédiments n'ayant pas glissé, sédiments ayant glissé, puis absence de sédiments ; cette évolution semble avoir été déterminée par un dépôt d'abord dans un sillon à proximité d'une pente, puis sur une pente douce, et enfin sur une pente trop forte pour que les sédiments puissent y rester. Ces lacunes dues aux pentes semblent avoir été très fréquentes dans le domaine briançonnais, en particulier sur les aires aux reliefs complexes (Roche Charnière, Galibier, Cerces, Tête Noire-Queyrellin, Grand Bois-Olive, Aiguillons).

3) *L'instabilité du fond marin.*

Les secousses sismiques provoquent le glissement de sédiments sur des pentes même très faibles, sur lesquelles les sédiments restent stables en période de calme tectonique.

Les pentes et l'instabilité tectonique, d'ailleurs dans ce cas clairement liées, puisque les premières sont le résultat direct de la seconde, sont à l'origine de *la lacune du début du Malm* (Callovien (?)-Oxfordien inférieur), date de l'effondrement de ce secteur de la marge : de quelques dizaines de mètres, ou tout au plus de quelques centaines de mètres de profondeur au Bathonien, il passe en un temps relativement bref (malheureusement impossible à chiffrer, mais tout au plus égal à 6 Ma), à des profondeurs importantes dépassant la CCD pour les points les plus bas. On sait, à observer la morphologie reconstituée du fond à l'Oxfordien, qu'une telle subsidence ne s'est pas passée en douceur, et qu'elle a provoqué la création de nombreuses pentes ; celles-ci, par leur seule inclinaison ou grâce à l'action des secousses tectoniques lorsque leur inclinaison était trop faible, empêchaient le dépôt stable de sédiments.

La lacune du Crétacé inférieur semble, quant à elle, comme nous l'avons vu (chap. VI et paragraphe XII.1), être plutôt provoquée par des courants balayant des reliefs.

La lacune marquant en certains points le passage Crétacé-Tertiaire, relativement limitée dans l'espace et semblant caractériser l'aire Grand Bois-Olive, apparaît comme l'apogée d'une longue surcondensation de la sédimentation régnant durant tout le Crétacé supérieur : elle pourrait donc être la double conséquence de l'action de courants sur des reliefs, prouvée par certains faciès, comme des placages de calcaires non argileux alors que partout ailleurs en Briançonnais se déposent des calcaires fortement argileux, et d'une instabilité tectonique, prouvée par le dépôt de brèches. Cependant un phénomène plus général est aussi susceptible d'avoir provoqué cette lacune ; en effet les condensations et les lacunes sédimentaires, soulignées par des niveaux phosphatés, sont très fréquentes sur tout le pourtour de la Téthys vers la fin du Crétacé supérieur et sont probablement le résultat de l'action d'upwellings, déterminés par la position latitudinale de cet océan à cette époque.

XII.2. LES CONDENSATIONS.

Elles peuvent être, dans de nombreux cas, considérées comme des "lacunes avortées", et par conséquent avoir les mêmes causes que les lacunes (voir chap. XII.1). Il faut y ajouter une quatrième cause, extrêmement importante, *la grande*

profondeur de sédimentation. En effet, pour un flux de particules sédimentaires donné, la fraction non dissoute et sédimentée diminue lorsque la profondeur augmente et devient minimale sous la CCD, où elle est réduite aux résidus non carbonatés. Il est intéressant de noter, avant de passer aux bilans de dépôts de sédiments concernant le domaine briançonnais dans son ensemble, que seule la profondeur peut agir sur le taux de sédimentation global sur une large surface, tandis que les autres causes de condensation ne peuvent avoir que des actions locales, déplaçant les sédiments vers les points bas où le taux de sédimentation sera augmenté d'autant.

XII.3. TAUX DE SEDIMENTATION GLOBAUX, A L'ECHELLE DU DOMAINE BRIANCONNAIS.

Une moyenne des taux de sédimentation locaux a été effectuée pour chaque aire de sédimentation. Chacune de ces aires a ensuite été affectée d'un poids, en relation avec la surface qu'elle était censée occuper à l'époque de la sédimentation (voir chap. XIII). On a pu ainsi calculer -très grossièrement bien sûr, mais les résultats obtenus sont si différents qu'ils gardent une signification- trois taux de sédimentation globaux, relatifs au Jurassique supérieur (0,7 m/Ma), au Crétacé inférieur (0,1 m/Ma) et au Crétacé supérieur-Eocène inférieur (supérieur à 5 m/Ma). On peut en tirer les enseignements suivants :

1) L'égalité des taux de sédimentation au Jurassique supérieur entre l'aire de Peyre-Haute, symbolisant les hauts-fonds, et l'aire de Champcella, symbolisant les sillons, est remarquable et peut étonner ; en fait il faut probablement voir là un effet de compensation entre, d'une part, les apports de sédiments des points hauts vers les points bas (turbidites) et, d'autre part, une dissolution plus grande, en raison de la grande profondeur, dans les sillons.

2) Les deux périodes Oxfordien-Albien, d'une part, Crétacé supérieur Eocène inférieur, d'autre part, séparées par l'évènement Vracono-Cénomanien, présentent des taux de sédimentation très différents, de l'ordre de 0,4 m/Ma pour la première (moyenne sur Jurassique supérieur et Crétacé inférieur confondus), plus de 10 fois plus grand pour la seconde. Les causes en sont probablement multiples :

a) Les sédiments antéalbiens ne comportent, on le sait, pratiquement pas de fraction terrigène, à l'inverse des sédiments du Crétacé supérieur et du Paléocène-Eocène inférieur dont le taux d'argiles s'élève à plusieurs % ou plusieurs dizaines de %.

b) Un changement du taux de productivité organique a pu se produire au Crétacé supérieur ; notamment il est possible, bien que je n'ai pu le vérifier en raison de la recristallisation des sédiments, que la population des coccolithophoridés se soit extrêmement développée à cette époque. Cette brusque augmentation de la productivité organique pourrait être due à une dérive latitudinale vers le Sud ; une telle dérive à cette époque n'est cependant pas signalée dans les atlas reconstituant les déplacements des continents (SMITH et BRIDEN, 1977).

c) L'évènement tectonique albien-cénomanien a pu, s'il s'agit d'une compression, considérablement relever la profondeur moyenne du domaine briançonnais ou, en tout cas, sa profondeur relativement à la CCD. De fait, on trouve encore au Turonien ou au Coniacien, et seulement dans le massif Galibier-Cerces, quelques sédiments pouvant être considérés comme déposés sous la CCD, mais passé cette époque, tous les calcaires argileux sont très carbonatés et semblent avoir contenu des foraminifères planctoniques.

3) Les différences de taux de sédimentation entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur (respectivement 0,7 et 0,1 m/Ma) pourraient être expliquées par une productivité organique moindre, dont nous ne possédons aucune preuve, et plus probablement, par une profondeur de sédimentation moyenne plus grande au Crétacé inférieur, tout au moins relativement à la CCD. Une action globale des courants sur tout le domaine briançonnais est en tout cas impuissante à expliquer seule le phénomène, puisque même les sillons présentent des taux de sédimentation très faibles.

XII.4. CONCLUSION.

Les lacunes et les condensations sédimentaires sont provoquées dans le domaine briançonnais par l'action des courants de fonds et des upwellings (cas des lacunes du Crétacé inférieur et du Crétacé terminal-début du Paléocène), ou par l'existence de pentes plus ou moins instables sur lesquelles les sédiments se maintiennent difficilement (cas des lacunes du Callovo-Oxfordien inférieur et de la limite Crétacé supérieur-Paléocène). De fortes condensations de séries peuvent également être provoquées par la grande profondeur du fond marin, sur lequel la dissolution des composants carbonatés est importante ou totale.

Les taux moyens de sédimentation, calculés sur l'ensemble du domaine briançonnais, sont très différents pour le Jurassique supérieur (0,7 m/Ma), le Crétacé inférieur (0,1 m/Ma) et pour le Crétacé supérieur-Eocène inférieur (supérieur à 5 m/Ma). Ces taux extrêmement différents sont dûs vraisemblablement à une profondeur moyenne du fond plus importante au Crétacé inférieur qu'au Jurassique supérieur, et à une productivité organique et à une quantité d'apports terrigènes plus grandes au Crétacé supérieur-Eocène inférieur qu'auparavant.

CHAPITRE XIII - LES PRINCIPALES AIRES DE SEDIMENTATION
ET LEURS CARACTERISTIQUES

	Page
PRELIMINAIRES	173
LES AIRES DE SEDIMENTATION	177
XIII.1. LES PLATEAUX	177
XIII.1.1. L'aire de Peyre-Haute	177
Coupes types	177
Principales caractéristiques	177
Etendue	177
Profondeur	180
Stabilité	180
Tectonique	181
Environnement	185
Passage aux aires voisines	185
XIII.1.2. L'aire du Fort de l'Olive	186
Coupes types	186
Principales caractéristiques	186
Etendue	186
Paléogéographie	186
XIII.2. LES SILLONS	186
XIII.2.1. Le sillon de Champcella	186
Coupes types	186
Principales caractéristiques	186
Etendue	187
Profondeur	187
Stabilité	187
Environnement	188
Passage aux aires voisines	188
XIII.2.2. Le sillon de Briançon	188
Coupe type	188
Principales caractéristiques	188
Etendue	188
Profondeur	188
Stabilité	189
Environnement	189
Passage aux aires voisines	189
XIII.2.3. Le sillon de Beaudouis	189
Coupe type	189
Principales caractéristiques	189
Etendue	189
Morphologie, stabilité, profondeur	189
XIII.3. LES AIRES INTERMEDIAIRES	190
XIII.3.1. L'aire de Roche-Charnière	190
Coupes types	190
Principales caractéristiques	190
Etendue	190
Profondeur	190

	Page
Stabilité et morphologie	193
Environnement	193
Passage aux aires voisines	194
XIII.3.2. L'aire des Aiguillons	194
Coupes types	194
Principales caractéristiques	194
Etendue	194
Profondeur	194
Stabilité, morphologie	194
Passage aux aires voisines	196
XIII.3.3. Aire de Souliers	196
Coupes types	196
Principales caractéristiques	196
Etendue	196
Paléogéographie	196
XIII.3.4. L'aire du Galibier et des Cerces	199
Etendue	199
XIII.3.4.1. Aire de Queyrellin-Tête Noire	199
Coupes types	199
Principales caractéristiques	199
Morphologie	201
Tectonique	201
Profondeur	205
Environnement	205
XIII.3.4.2. Aire des Cerces	205
Etendue	205
Principales caractéristiques	206
Paléogéographie	206
Passage aux aires voisines	207
XIII.3.4.3. Aire du Galibier	207
Coupes types	207
Principales caractéristiques	207
Etendue	207
Morphologie	207
Tectonique	209
Profondeur	209
XIII.3.5. Aire du Grand Bois	210
Coupes types	210
Principales caractéristiques	210
Etendue	210
Morphologie, environnement	210
XIII.3.6. Aire de Grand Bois-Olive	211
Coupes types	211
Principales caractéristiques	211
Etendue	211
Paléogéographie	211
Passage aux aires voisines	211
XIII.4. CONCLUSION	212

CHAPITRE XIII. LES PRINCIPALES AIRES DE SEDIMENTATION ET LEURS CARACTERISTIQUES

PRELIMINAIRES

Une tentative de reconstitution des morphologies du fond briançonnais et des conditions qui y régnaient pendant la sédimentation a été possible après deux préalables :

1) *L'établissement de cartes de distribution, âge par âge, des différentes caractéristiques de la sédimentation.*

Différentes périodes furent d'abord définies, en fonction de la présence de marqueurs stratigraphiques de valeur sinon universelle, du moins locale : Callovien (?)-Oxfordien inférieur (posidonomyes), Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur (protoglobigérines), Kimméridgien-Tithonique inférieur (*Saccocomidae*) etc. (voir chap. II). Puis, pour chacune de ces périodes élémentaires et pour chaque coupe, les différents critères sédimentologiques (faciès, épaisseur, couleur, microfaciès, nature et abondance des clastes, des minéraux détritiques, des organismes, des figures sédimentaires, nature de la diagénèse, des substratums, éventuellement des compositions chimiques) ont été codés, puis répartis automatiquement à l'aide de l'ordinateur sur une carte du Briançonnais semblable à la figure XIII.1, fournissant ainsi environ 200 cartes élémentaires, chacune étant relative à une caractéristique de la sédimentation et à un âge donnés ; ces cartes ont été établies sur papier transparent et ont donc pu être aisément comparées deux à deux. Quelques exemples de ces cartes sont donnés en annexe, p.379.

2) *La reconstitution de la surface originellement occupée par le Briançonnais, après développement des unités tectoniques.*

N'étant pas tectonicien, je me suis contenté ici d'interpréter les travaux de mes devanciers (coupes et cartes au 1/50000° de Guillestre et au 1/80000° de Briançon ; DEBELMAS, 1955 ; TISSOT, 1956 ; DEBELMAS et LEMOINE, 1962 ; BARFETY, 1965 ; D.A., 1965) et de solliciter l'avis oral de personnes compétentes (M. LEMOINE, P. TRICART).

La figure XIII.2 montre le résultat de ce travail. Les surfaces hachurées sont celles qui nous sont restées inconnues, parce que les unités tectoniques qui en sont issues ont été, soit cachées dans l'empilement tectonique, soit érodées (comme une bonne partie de la couverture du Houiller au Nord de Briançon par exemple). La surface qu'elles occupent sur le schéma est relativement restreinte et aurait pu être représentée beaucoup plus grande, surtout dans la partie interne.

L'examen de cette figure permet trois constatations :

1) Le domaine d'étude est séparé en deux par une ligne transversale représentant une ancienne faille ou une ancienne zone de fracture, que j'appellerai "faille de la Pisse" ou "zone de fracture de la Pisse" dans la suite de l'exposé : cette faille ou un des relais qui la composaient, passait en effet

Fig. XIII.1. Schéma structural de la zone briançonnaise à la transversale de Briançon et emplacements des principales coupes étudiées.

Coupe	Abrév.	x	y	Coupe	Abrév.	x	y
Aiguillas	A	931	278,4	Mélézein	Mel	940,1	292
Aujards	Au	932,2	282,1	Montbrison N	MN	931,9	293,5
Balart (Pic)	B	944,3	284,9	Montbrison S	MS	932	292,3
Balme (Tête de la)	Ba	929,8	300	Moulière	Mo	941,7	285,7
Béal Traversier	BT	944	282,2	Névache	N	937,4	312,5
Beaudouis (Pic de)	Be	944,8	288,8	Notre Dame des Neiges	NDN	936	297,4
Butte aux Galets	BG	930,6	298,8	Oréac (Tête d')	Or	929,1	286,4
Chagne (Tunnel de la)	Ch	941,8	270,7	Peyre-Haute	PH	939,9	289
Châtelard (Lac du)	Cha	930	310	Peyron	Pey	932,4	276,25
Clot des Fonds	CF	946,1	305	Peyron (Tête du)	Pe	939;4	284,6
Clot des Vaches	CVa	926	312	Pisse (Col de la)	P	931,2	297,6
Clot la Cime	CC	947	288,6	Pisse Partias	PP	931,3	297,6
Colonel Bonnet (Monument du)	CBo	942,8	271,5	Platte	Pl	947	281,25
Condamine	C	930,5	296,3	Pont du Villars	PV	936,1	283,2
Cordières	Cor	934,5	281,5	Prorel	Pr	935	298,1
Coste Rousse	CR	938,4	289,7	Queyrellin (Couloir du)	CQ	929,5	312,9
Costes	Co	933,4	281,4	Queyrellin (Pointe S du)	Q	929,3	311,8
Côte Belle	CB	948,9	288,4	Rasis (Pointe de)	Ras	955	275
Cristol (Col de)	Cr	934	306	Rochas Roux	RsR	929,8	286,1
Enlon	En	939	307,5	Roche Charnière	RC	934	275,1
Eygliers	E	942	274	Roche de la Moutière	RM	938,5	285,6
Eymars	Ey	937,2	274,5	Roche Gautier	RG	938,2	307
Fazis	F	932	282	Rocher Blanc	RB	933,4	298,1
Font Sancte	FS	953,5	266,2	Rocher Gafouille	RGa	940,3	295,6
Fort de l'Olive	O	940	307,8	Rocher Roux	RR	942,5	287,7
Galibier (Sommet du)	Gal	923	315	Rochers Plats du Lac Blanc	RPLB	923,9	314,2
Gâteau	Ga	924	314,9	Sablier	Sa	931,2	294
Gaulent (Versant S de la Tête de)	TG	932	276,9	Saint-Crépin	StC	938,1	276,1
Gisement des Ammonites	GAm	925	313	Serre Chevalier (Col de)	CSC	932,5	298,2
Grand Aréa	GA	934,3	306	Serre Chevalier NE	SCN	933,1	298
Grand Bois	GB	931,2	299,5	Serre de la Garde	SG	933,1	280
Grande Maye	GM	942,6	293,75	Souliers	Sou	951	284
Grand Pontet	GP	937,75	288,3	Soureliou	S	935,9	277,4
Guil	G	943,9	273	Tête Noire	TN	932	307
Houjourengs	Ho	932,6	281,8	Têtes (Ravin des)	RT	931	285,4
Lac de l'Ascension	LA	940,2	285,2	Têtes (Signal des)	ST	931,1	285,9
Lac des Béraudes	LB	928,1	314,9	Tramouillon (Torrent de)	Tr	935,5	276,7
Lame (Carrière de la)	L	942,3	298	Vars (Crête de)	CV	947	266,2
Lauzon (Col du)	Lau	943,8	284,3	Vipère	Vi	931,8	276,3

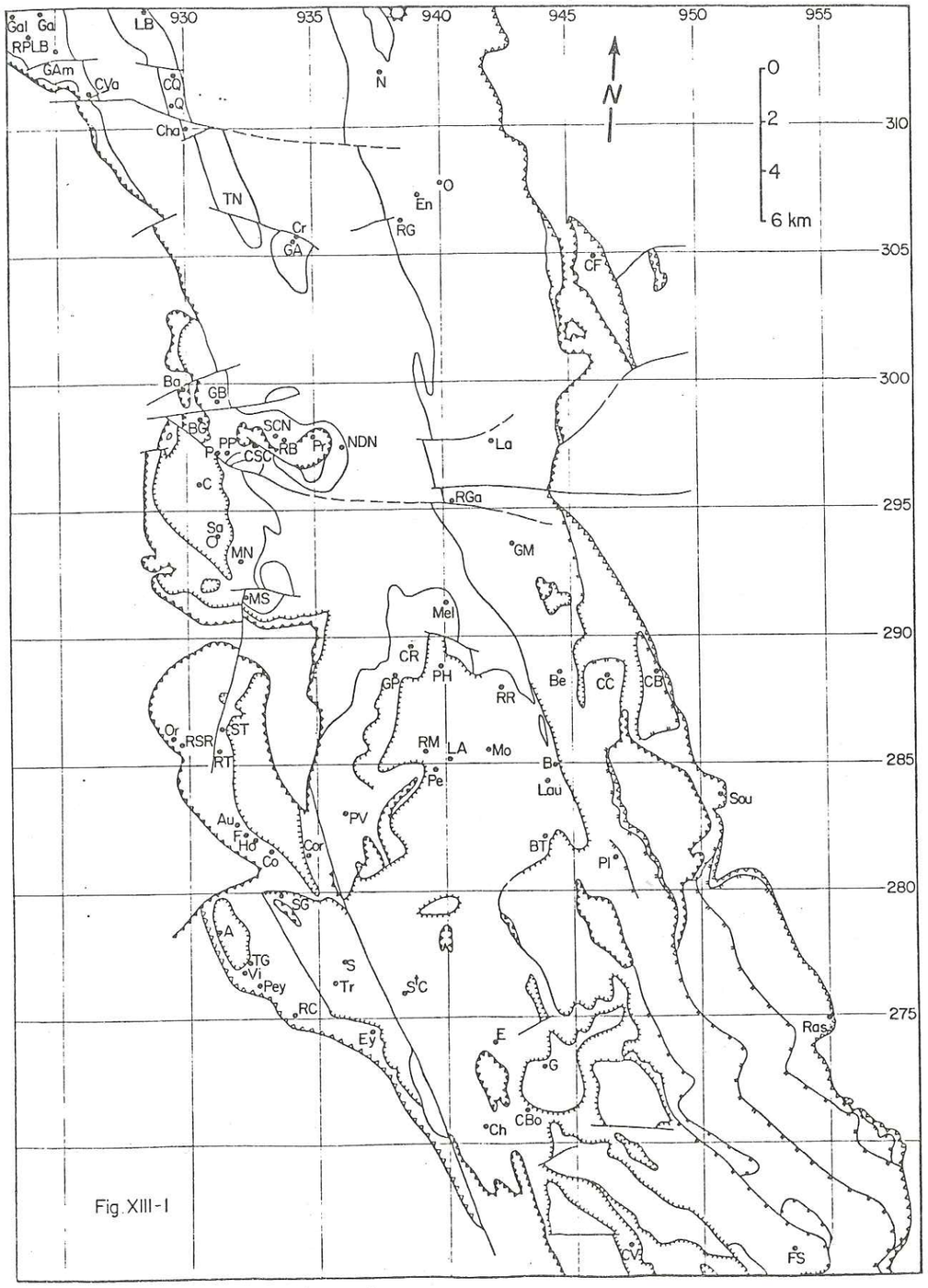


Fig. XIII-1

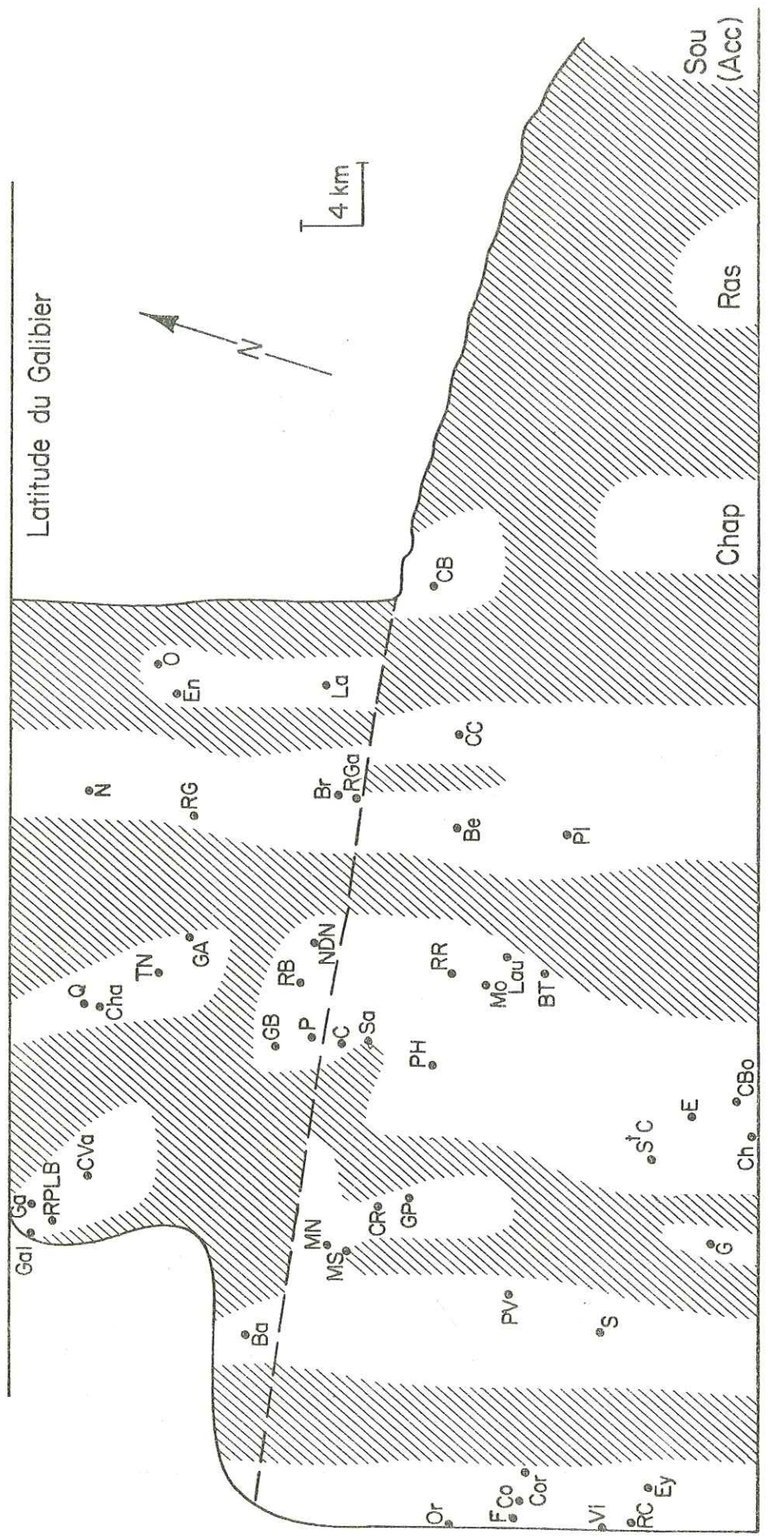


Fig. XIII.2. Essai de reconstitution de la surface originellement occupée par le domaine briançonnais, par dépliement des unités tectoniques. Emplacement des principales coupes étudiées.

▨ Zones inconnues, soit parce qu'elles sont actuellement cachées sous d'autres unités, soit parce qu'elles ont été érodées.

——— Zone de fractures de la Pisse.

Le domaine est bordé à l'W et à l'E par des limites tectoniques ou d'érosion.

Acc : Acceglio Ba : Balme Be : Beaudouis Br : Briançon BT : Béal Traversier C : Condamine CB : Côte Belle CBo : Colonel Bonnet
CC : Clot la Cime Ch : Chagne Cha : Châtelard Chap : Chapelue Co : Costes Cor : Corbières CR : Coste Rousse CVa : Clot des Vaches E : Eyglières
F : Fazis G : Guil GA : Grand Aréa Ga : Gâteau GB : Grand Bois GP : Grand Pontet La : Lame Lau : Lauzon
MN : Montbrison N MS : Montbrison S N : Névache O : Fort de l'Olive Or : Oréac P : Pisse PH : Peyre-Haute
Pl : Plate PV : Pont du Villars Q : Queyrellin RB : Rocher Gafouille RC : Roche Charnière RG : Roche Gautier RGa : Rocher Gafouille
RPLB : Rochers Plats du Lac Blanc RR : Rocher Roux S : Soureliou Sa : Sablier StC : Saint-Crépin Sou : Souliers TN : Tête Noire
Vi : Vipère.

vraisemblablement entre la coupe de la Pisse et celle de la Condamine ; son tracé correspond peu ou prou -et ce n'est probablement pas une coïncidence- à celui de l'actuelle faille représentée sur la carte de Briançon au 1/80000°, et qui court du col de la Pisse à Cervières. Son influence sur la morphologie a été plus probablement due aux dénivelées qu'elles a entraînées (rejet vertical), plutôt qu'à d'éventuels déplacements latéraux. En effet, le sillon de Beaudouis, situé dans le compartiment sud, semble bien se poursuivre au Nord, avec quelques altérations de ses caractéristiques, par le sillon de Briançon. De plus, la nature et l'âge du substratum des séries pélagiques, qui traduisent l'importance de l'érosion qui a précédé leur dépôt, sont approximativement les mêmes dans les deux compartiments nord et sud : ainsi les unités à substratum constitué de carbonates du Norien sont très peu décalées au passage de cette faille.

2) La limite externe du Briançonnais semble venir tronquer au Nord les domaines de Roche-Charnière et de Champcella. Je pense personnellement que cette troncature est d'origine purement tectonique et que la partie amputée de ces deux domaines est actuellement cachée sous l'unité du Galibier : en effet, rien dans la succession sédimentaire du sillon de Champcella, en ses points les plus septentrionaux (Tête du Grand Pré), ne laisse présager, ni au Malm, ni au Crétacé inférieur, d'une fin *géographique* de ce sillon.

3) Une troncature tectonique, de même nature que la précédente, intervient plus au Nord, affectant cette fois-ci l'unité du Galibier.

LES AIRES DE SEDIMENTATION

Les caractères de la sédimentation évoluent très vite latéralement et permettent de distinguer différentes aires de sédimentation, dont les caractéristiques, et quelquefois même la superficie, ont pu varier au cours du temps. La figure XIII-3 précise le nombre d'aires de sédimentation (13), les périodes pendant lesquelles elles sont le mieux individualisées, leurs positions et leurs étendues, et enfin les unités tectoniques qui en sont issues. Ces aires peuvent être classées en trois catégories : *les plateaux relativement stables* dont Peyre-Haute est l'exemple le plus important, *les sillons relativement stables* (ex. : Champcella) et *les aires intermédiaires* instables et accidentées de reliefs (Roche Charnière, Galibier-Cerces).

XIII.1. LES PLATEAUX

XIII.1.1. L'aire de Peyre-Haute

Coupes types : Saint-Crépin, pic de Peyre-Haute.

Principales caractéristiques : rareté des brèches à tout âge ; encroûtements ferromanganifères et phosphatés au Callovo-Oxfordien ; Malm noduleux ; lacune totale du Crétacé inférieur ; encroûtement ferrophosphaté au Vracono-Turonien ; faciès "calcaire pur" jusqu'au Turonien ; dépôt d'olistolites au Turono-Coniacien.

Etendue : Les unités tectoniques qui en sont issues sont l'unité de Peyre-Haute

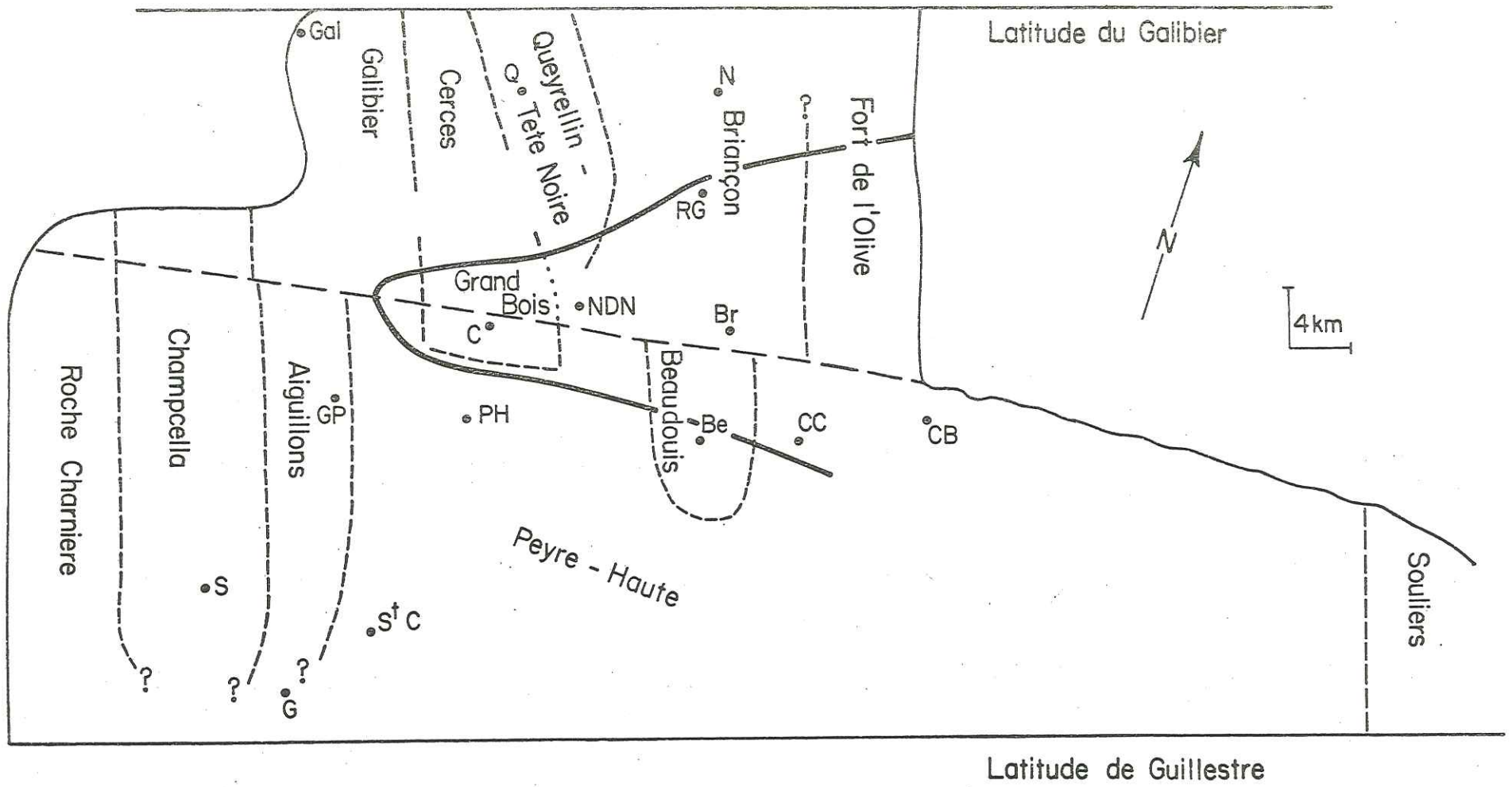


Fig. XIII.3. Les aires de sédimentation du domaine briançonnais entre Guil et Galibier.

———— Aire de Grand Bois-Olive.

Aire de sédimentation		Période d'individualisation maximale	Correspondance avec les unités tectoniques actuelles
Roche Charnière		Callovien-Turonien	Roche Charnière ; 1e écaille
Champcella		Callovien-Cénomanien (Turonien)	Champcella ; 2e écaille
Aiguillons		Callovien-Turonien	Aiguillons ; partie orientale de l'unité inférieure de Montbrison ; nappe inférieure du Guil.
Peyre-Haute		Callovien-Turonien (Coniacien)	Peyre-Haute ; nappe supérieure du Guil ; Assan ; Agnelil-Pategou ; partie méridionale de l'unité de Ceillac ; Chapelue ; Côte Belle ; Rasis.
Beaudouis		Crétacé inférieur	Partie septentrionale de l'unité de Ceillac.
Souliers		Callovien (?)-Coniacien (?)	Acceglio ; 4e écaille.
Galibier-Cerces	Galibier	Callovien-Turonien (Coniacien)	Couverture externe de la zone houillère briançonnaise
	Cerces	id.	
	Queyrellin-Tête Noire	id.	
Briançon		Callovien-Cénomanien	Parties orientales de la 3e écaille et de la couverture externe de la zone houillère briançonnaise, partie occidentale de la couverture interne de la zone houillère briançonnaise
Fort de l'Olive		Callovien-Vraconien (ou Turonien)	Partie orientale de la couverture interne de la zone houillère briançonnaise.
Grand Bois		Callovien-Vraconien (ou Turonien)	Partie occidentale de la 3e écaille.
Grand Bois-Olive		Vraconien ou Turonien-Eocène inférieur	Partie occidentale de la 3e écaille, couverture interne de la zone houillère briançonnaise, partie de l'unité d'Acceglio (Clot des Fonds), partie de l'unité de Ceillac (Clot-la-Cime).

Fig. XIII-3 - Les aires de sédimentation du domaine briançonnais entre Guil et Galibier.

elle-même, l'unité d'Assan et la partie méridionale de l'unité de Ceillac, au Sud du pic du Cros ; le Briançonnais oriental (unités de Chapelue-Côte-Belle et de Rasis) peut vraisemblablement lui être rattaché et sera considéré comme tel dans la suite de l'exposé.

Profondeur :

1) de l'Oxfordien au Turonien, l'aire de Peyre-Haute est un plateau en relief, légèrement incliné vers le Nord (fig. XIV.4, 5, 6, 7 et 8).

. Les faciès carbonatés du Malm, contenant de nombreux foraminifères, ammonoïdés et gastéropodes, montrent que l'aire était alors située nettement au-dessus de la CCD, de la Foram-CD et même de l'ACD ; seuls des indices isolés de dissolution d'ammonites ou de gastéropodes montrent que, par endroits, comme au Rocher Roux ou à Saint-Crépin, le fond se situait peut-être à proximité de l'ACD.

. Au Crétacé inférieur, la lacune totale de sédimentation nous prive d'indications directes sur la profondeur du fond, mais tend à prouver par son existence même, que le domaine était alors en relief et balayé par des courants (voir chap. VI et XII).

. A partir du Vraconien et jusqu'au Turonien, le domaine reste en position haute, comme le prouvent, d'une part la condensation de la sédimentation, et d'autre part le dépôt de calcaires purs, alors que partout ailleurs en Briançonnais se déposaient des calcaires argileux ou des pélites.

Ce plateau n'était probablement pas tout à fait horizontal et penchait légèrement vers le Nord ou le Nord-Est, comme semblent le montrer : 1) la répartition des encroûtements ferromanganifères et phosphatés de l'Oxfordien : bien développés au Sud (Crête de Vars), ils sont encore présents à Saint-Crépin, au monument du Colonel Bonnet, à la Moulière, et semblent ne plus exister plus au Nord ; 2) l'existence d'une dépression au Nord-Est (col du Lauzon, Rocher Roux), qui semble persister, durant tout le Malm et tout le Crétacé inférieur, et recevoir des sédiments bréchiques ou déformés après glissement ; 3) la composition chimique de l'encroûtement vraconien, plus franchement siliceux au Lac de l'Ascension et à la Crête de la Platte qu'au Sud du domaine.

2) A partir du Sénonien inférieur, l'aire de Peyre-Haute est une dépression dans la morphologie du domaine briançonnais (fig. XIV.9, 10).

Au Turonien supérieur ou au Coniacien, l'aire de Peyre-Haute s'approfondit brutalement et reçoit une sédimentation de calcaires argileux, et des olistolites ayant glissés sur des pentes et issus probablement de l'ancien sillon de Champcella, maintenant en position dominante. Toutefois, le fond n'atteint apparemment en aucun point la CCD.

Stabilité :

La stabilité, relative certes, est un des traits dominants de ce domaine :

. Les brèches y sont très rares : elles apparaissent seulement en quelques rares points au Callovo-Oxfordien (Rocher Roux) et au Vracono-Cénomanien (brèches intraformationnelles dues à des glissements de sédiments au Rocher Roux W et au col du Lauzon) ;

. Les remaniements de sédiments y sont généralement d'amplitude faible, même dans les calcaires noduleux ;

. les termes du Malm y sont présents pratiquement partout, et montrent des variations d'épaisseur relativement faibles (voir ci-dessous) ;

. la lacune de sédimentation du Crétacé inférieur s'interprète beaucoup plus aisément, nous l'avons vu (chap. VI et XII), par l'action de courants violents sur une aire en relief, que par une instabilité accrue du fond : il n'existe en effet pas de brèches du Crétacé inférieur, et la sédimentation reprend précisément en une période de paroxysme tectonique (Vraconien).

Tectonique :

L'histoire de l'aire de Peyre-Haute est imprégnée de l'influence d'une tectonique relativement "douce", du moins jusqu'au Vraconien.

. Au Callovo-Oxfordien inférieur, l'instabilité due à l'effondrement de la marge à laquelle se joint l'action de courants éventuels, ne permet pas le dépôt de particules sédimentaires et favorise la formation d'encroûtements minéralisés. Les contraintes mécaniques provoquées par l'approfondissement de l'aire entraînent l'ouverture de diaclases qui vont par la suite se remplir de sédiments et former des filons sédimentaires. On peut voir de ces filons dans les substratums des coupes du Rocher Roux (Pl. IX, ph. 1, 3 et 4), de la Moulière, de Saint Crépin. Le plus extraordinaire exemple en est donné par les dalles de dolomies noriennes situées immédiatement au Sud du Rocher Roux. Une carte grossière de ces filons et des dessins des exemples les plus typiques sont donnés en annexe, p. L'ouverture et le remplissage de ces filons se sont souvent effectués en plusieurs fois (voir chap. VIII). Ils ne contiennent malheureusement généralement pas de fossiles qui permettraient de les dater avec précision : certains renferment cependant des posidonomyes et sont donc contemporains des calcaires noduleux et des brèches à posidonomyes, et probablement des schistes et radiolarites du Callovien-Oxfordien inférieur. En tout cas, tous se sont formés entre le Bathonien, âge des derniers carbonates de plate-forme, et l'Oxfordien moyen, âge probable des premiers calcaires noduleux et à *Stromatactis* qui forment la base du Malm au Rocher Roux.

L'ouverture de ces filons sédimentaires est accompagnée ou suivie en certains points par le dépôt de brèches, comme au Rocher Roux.

. Au Malm et au Berriasien, la stabilité relative de l'aire permet à nouveau le dépôt de sédiments dont les faciès témoignent de l'instabilité décroissante du lieu de dépôt : microbrèches à crinoïdes (Oxfordien inférieur ou moyen) puis calcaire de Guillestre très noduleux (Oxfordien moyen à Kimméridgien inférieur) puis calcaire de Guillestre moins noduleux (Kimméridgien inférieur à Tithonique inférieur), enfin calcaires homogènes (Tithonique supérieur à Berriasien).

L'aire n'est par ailleurs plus affectée que par des failles de faible amplitude, entraînant des variations d'épaisseur des sédiments (fig. XIII.4 et Pl. II, ph. 1). Il est d'ailleurs intéressant de noter que le compartiment effondré ne correspond pas forcément à la plus grande épaisseur de sédiments : on peut interpréter ce fait de trois manières différentes :

1) le graben était à cet endroit en pente et les sédiments ne pouvaient s'y maintenir ;

2) il était le lieu de passage privilégié de courants ;

3) le compartiment actuellement effondré était à l'origine en relief et a été rabaissé au cours d'une tectonique ultérieure (alpine par ex.).

Il est difficile, dans chaque cas, de connaître la véritable cause de ce

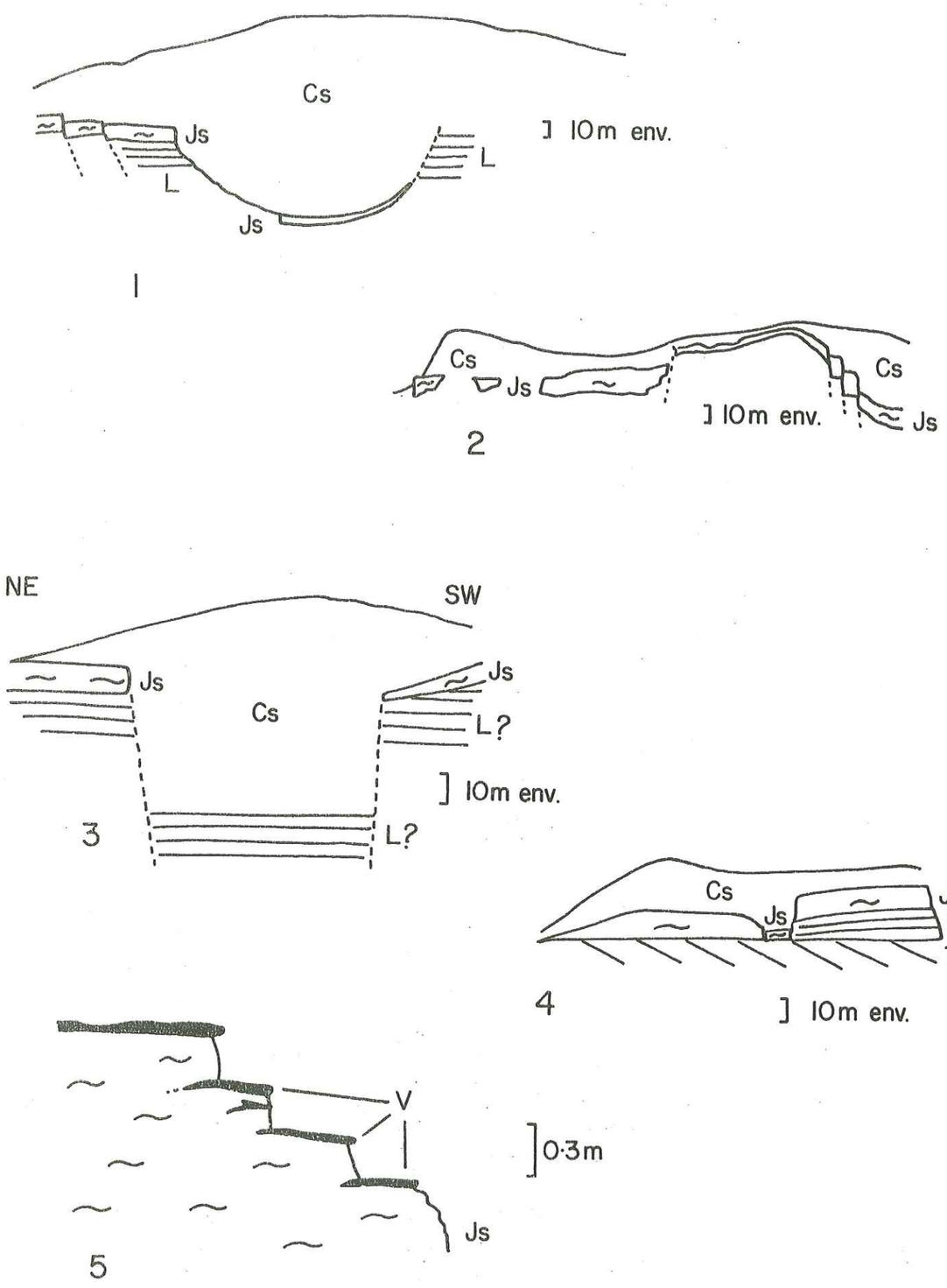


Fig. XIII-4

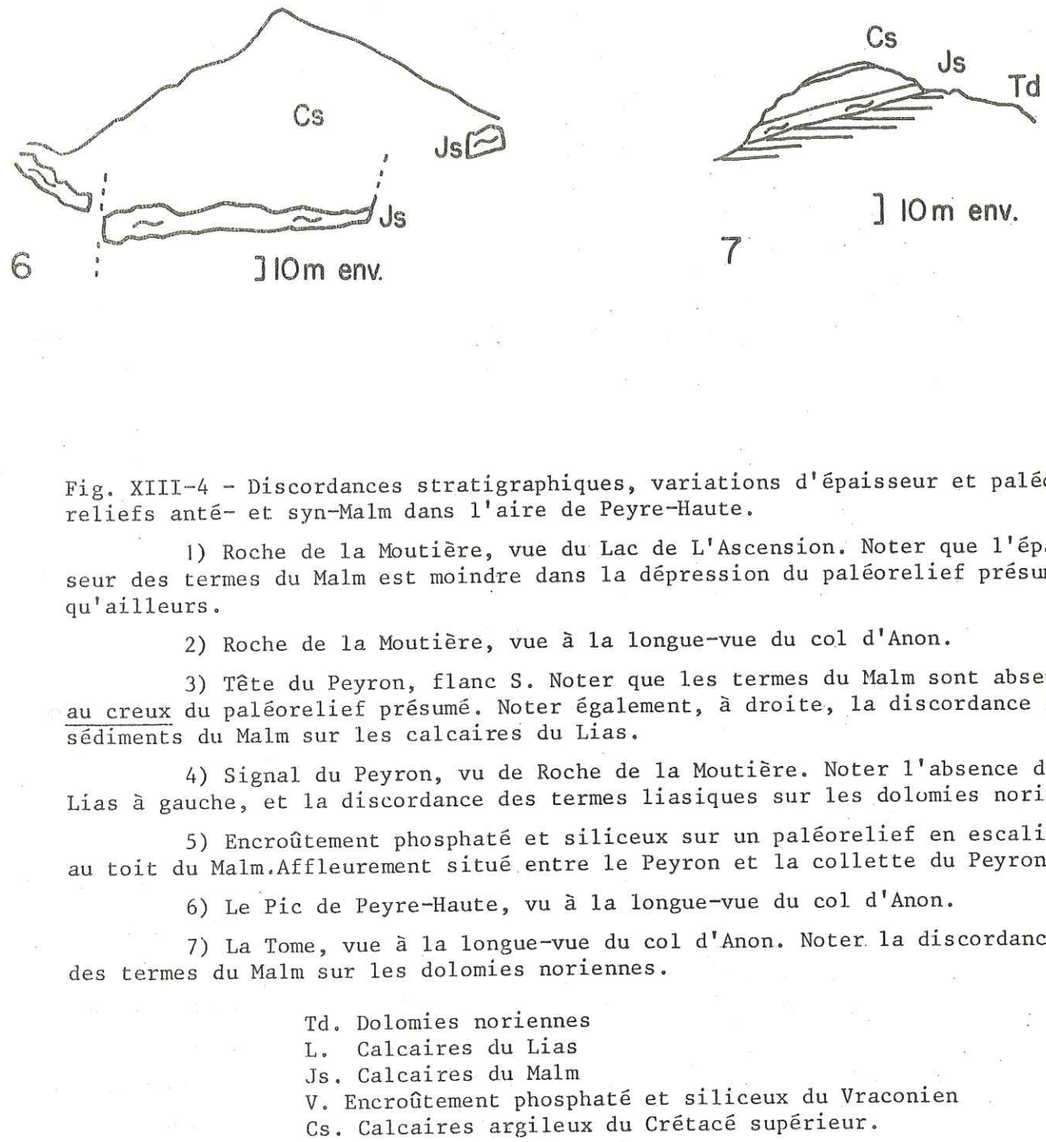


Fig. XIII-4 - Discordances stratigraphiques, variations d'épaisseur et paléoreliefs anté- et syn-Malm dans l'aire de Peyre-Haute.

1) Roche de la Moutière, vue du Lac de L'Ascension. Noter que l'épaisseur des termes du Malm est moindre dans la dépression du paléorelief présumé qu'ailleurs.

2) Roche de la Moutière, vue à la longue-vue du col d'Anon.

3) Tête du Peyron, flanc S. Noter que les termes du Malm sont absents au creux du paléorelief présumé. Noter également, à droite, la discordance des sédiments du Malm sur les calcaires du Lias.

4) Signal du Peyron, vu de Roche de la Moutière. Noter l'absence de Lias à gauche, et la discordance des termes liasiques sur les dolomies noriennes.

5) Encroûtement phosphaté et siliceux sur un paléorelief en escalier au toit du Malm. Affleurement situé entre le Peyron et la collette du Peyron.

6) Le Pic de Peyre-Haute, vu à la longue-vue du col d'Anon.

7) La Tome, vue à la longue-vue du col d'Anon. Noter la discordance des termes du Malm sur les dolomies noriennes.

Td. Dolomies noriennes
L. Calcaires du Lias
Js. Calcaires du Malm
V. Encroûtement phosphaté et siliceux du Vraconien
Cs. Calcaires argileux du Crétacé supérieur.

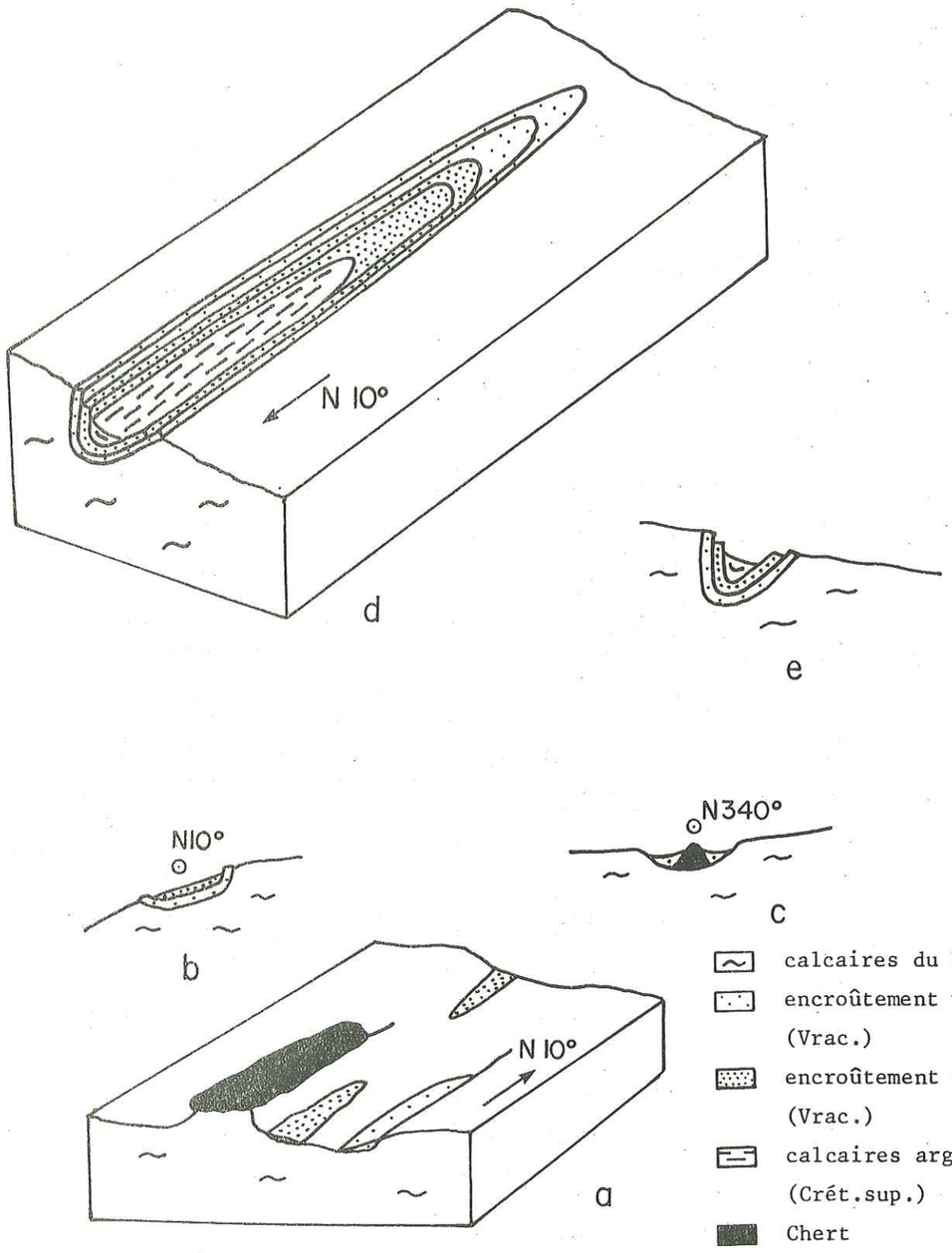


Fig. XIII-5 - "Gouttières" au toit des sédiments du Malm, soulignées par des encroûtements siliceux et phosphatés.
a, b, c : bloc diagramme et coupes montrant des cas réels.
d et e : bloc diagramme et coupe théoriques reconstituant les dépôts successifs.

phénomène, parce que l'étude détaillée de ces paléoreliefs a rarement été possible : ceux du Peyron, observés de la tête de la Moutière, étaient difficilement accessibles, tandis que les sédiments du Malm déposés sur le paléorelief de la Moutière étaient fortement recristallisés, confortant l'hypothèse selon laquelle ces failles auraient rejoué au cours de l'orogénèse alpine.

. Au Vraconien, l'activité tectonique reprend brusquement et se traduit par trois phénomènes :

1) en certains points, comme à Clot la Cime, des minéraux détritiques tels que des quartz, des micas, des chlorites, apparaissent brutalement dans les sédiments. Ces minéraux proviennent d'un socle cristallin, dénudé à la faveur de reliefs nouvellement créés. L'origine des apports est probablement située à l'Est, peut-être dans le domaine d'Acceglio (dont l'aire de Souliers fait partie).

2) La sédimentation reprend lentement. Cette conséquence paradoxale peut être due à la création de faibles reliefs protégeant les sédiments des courants, qui avaient jusque là empêché toute sédimentation sur le domaine. De telles anfractuosités sont visibles au Signal du Peyron, aux Fonts de l'Alpe près du Béal Traversier et surtout sur les polis glaciaires découvrant le toit du Malm au Lac de l'Ascension (fig. XIII.5 et Pl. VII, ph. 3) ; ces "gouttières" sont profondes de quelques dizaines de centimètres tout au plus ; leur longueur est plus difficile à préciser, en raison de la faible superficie des affleurements et de l'érosion qui les a entamés : il est cependant probable qu'elles pouvaient atteindre quelques mètres ou même quelques dizaines de mètres.

3) Des glissements de sédiments affectent les lentilles de micrite à planctoniques et les encroûtements phosphatés du Vracono-Cénomanien. Les boules et les rouleaux de sédiments provoqués par ces glissements sont visibles à l'affleurement situé à l'Ouest du Rocher Roux, et sur la crête joignant le Col du Lauzon et le pic de Balart. Il n'est malheureusement pas possible de préciser à l'affleurement le sens des pentes sur lesquelles ont glissé ces sédiments, mais elles pourraient fort bien avoir été dirigées vers le Nord-Est, en direction de l'aire de Beaudouis.

Environnement :

Comme le montre la couleur dominante rouge des sédiments, le milieu de sédimentation devait être plutôt oxygéné au Jurassique supérieur et au Sénonien inférieur ; il en a peut-être été de même pendant le Crétacé inférieur, dans la mesure où le domaine était balayé par des courants ; cependant les encroûtements phosphatés verts vraconiens, cénomaniens et turoniens semblent être la marque d'un Eh moins élevé, dû peut-être à des courants ascendants froids chargés en CO_2 (voir chap. VI).

Passage aux aires voisines :

La transition vers le Nord-Est se traduit, à la crête de la Platte, par l'apparition , sous l'encroûtement ferrophosphaté du Vraconien, de quelques centimètres ou dizaines de centimètres de calcaire noir, rappelant les calcaires lités sombres du Crétacé inférieur du sillon de Beaudouis. La transition vers l'Ouest est insensible, puisque les coupes les plus internes du domaine des Aiguillons (Coste Rousse, Grand Pontet) présentent déjà elles-mêmes une succession sédimentaire pratiquement identique à celle de l'aire de Peyre-Haute.

XIII.1.2. L'aire du Fort de l'Olive

Coupes types : Fort de l'Olive, carrière de la Lame.

Principales caractéristiques :

Les sédiments du Malm et du Crétacé inférieur sont identiques à ceux déposés sur l'aire de Peyre-Haute ; les sédiments du Crétacé supérieur et du Tertiaire sont identiques à ceux déposés sur l'aire du Grand-Bois.

Etendue :

Les derniers affleurements de ce domaine au Nord sont situés au Fort de l'Olive et aux lieux-dits "l'Enlon" et "Drouvet", à l'Est de Roche Gautier ; on peut le suivre vers le Sud dans le synclinal de Mésozoïque le plus oriental, situé en rive droite de la Clarée et dominant la Vachette ; les derniers affleurements méridionaux du domaine sont situés dans le prolongement de ce synclinal vers le Sud et jusqu'à la faille de la Pisse.

Paléogéographie :

Comme le montrent les caractéristiques précitées, l'individualité de cette aire est peu marquée : au Malm et au Crétacé inférieur, la série sédimentaire, et donc l'évolution paléogéographique, sont identiques à celles de l'aire de Peyre-Haute ; on peut même considérer cette aire comme un prolongement septentrional de l'aire de Peyre-Haute, mais au-delà de la faille de la Pisse. A partir du Vraconien ou du Turonien par contre, augmentée de la région de Roche Gautier exhaussée, elle fait partie de l'aire de Grand Bois-Olive. Deux raisons m'ont cependant poussé à l'individualiser :

1) son appartenance au compartiment situé au Nord de la faille de la Pisse ;

2) la présence, dans les encroûtements minéralisés du Fort de l'Olive (Vraconien ou Paléocène), d'anomalies chimiques comme de fortes teneurs en Co, Ni dont une étude ultérieure nous dira peut-être s'il s'agit de concentrations locales dues au métamorphisme, ou d'un reflet véritable du milieu de sédimentation.

XIII.2. LES SILLONS

Le domaine briançonnais présente deux sillons principaux, déjà mis en évidence par M. LEMOINE (1953 b) et J. DEBELMAS (1955) : les sillons de Champcella et de Briançon, auquel il faut adjoindre le sillon de Beaudouis, qui n'est que la terminaison méridionale du sillon de Briançon, avec quelques caractéristiques particulières dues à sa position méridionale par rapport à la faille de la Pisse.

XIII.2.1. Le sillon de Champcella

Coupes types : Soureliou, Tête de la Balme.

Principales caractéristiques :

Du Callovo-Oxfordien au Cénomanien ou au Turonien, absence au moins apparente de lacunes sédimentaires ; absence d'encroûtements minéralisés ; sédimentation dominée par la silice (radiolarites, calcaires à cherts, de nouveau radiolarites) ; faune assez rare et surtout monotone constituée essentiellement de

radiolaires dans les sédiments considérés comme autochtones ; absence quasi totale de brèches et présence de formations détritiques fines (argilites ou pélites) à l'Oxfordien et au Vracono-Cénomanien.

Etendue :

Ce sillon s'étend de Réotier au Sud à la tête du Grand-Pré au Nord. Les unités tectoniques qui en sont issues sont l'unité de Champcella elle-même, y compris son lambeau avancé vers l'Ouest (klippe de la tête de Gaulent), et la plus grande partie de la deuxième écaille, comprenant la partie occidentale de l'écaille inférieure du massif de Montbrison et la deuxième écaille proprement dite à la latitude de la tête de la Balme. La disparition de ce sillon vers le Nord semble due à la tectonique ou à l'érosion des affleurements correspondants. Sa disparition vers le Sud pourrait avoir une cause paléogéographique : en effet la nappe inférieure du Guil, suite structurale vers le Sud de l'unité de Champcella, présente une série sédimentaire proche de la série de Roche-Charnière, traduisant comme elle une sédimentation sur une morphologie accidentée, qui était peut-être une pente coupée de reliefs et de gradins, et qui pourrait être la terminaison sud du sillon ; de fait bien que j'ai peu étudié les unités tectoniques situées au Sud du Guil, il m'a semblé qu'aucune d'entre elles ne présentait de caractéristiques de sédimentation dans un sillon. Il n'est cependant pas impossible que le prolongement sud de ce sillon existe et soit actuellement caché sous l'unité du flysch à helminthoïdes.

Profondeur.

. Du Callovien au Turonien, l'aire de Champcella est un sillon dominé à l'Est par le plateau de Peyre-Haute et à l'Ouest par les pentes de l'aire de Roche-Charnière (voir fig. XIV.6). La succession lithologique, constituée par des schistes et des radiolarites, puis par des calcaires à cherts, puis de nouveau par des schistes et des radiolarites, montre qu'au Callovo-Oxfordien et au Vraconien-Cénomanien (et Turonien ?), le fond se trouvait sous la CCD. Entre ces deux périodes, sa profondeur était inférieure à la CCD, mais l'absence de foraminifères dans les sédiments semble indiquer qu'elle était supérieure à la Foram-CD pendant la majeure partie du Crétacé inférieur, et peut-être à l'Oxfordien moyen-Kimméridgien. La présence d'ammonites et de gastéropodes dans des niveaux du Berriasien pourrait être interprétée comme la marque d'un abaissement prononcé des niveaux de compensation à cette époque ; il est cependant plus probable que cette faune, qui est contenue dans des calcarénites et présente de nombreux tests brisés, a été assez longuement transportée, et finalement déposée en masse sous l'ACD.

. A partir du Turonien ou du Coniacien, l'aire de Champcella domine à son tour l'aire de Peyre-Haute, à qui elle fournit de nombreux olistolites de calcaires à cherts et de pélites noires (voir chap. V) ; cependant nous ne savons pas si cette inversion de relief est due à une remontée de l'aire de Champcella ou à un approfondissement de celle de Peyre-Haute.

Stabilité :

Jusqu'au Turono-Coniacien, cette aire est une des plus stables du domaine briançonnais et ne trahit l'activité tectonique affectant la marge continentale européenne que par : 1) le dépôt, à certaines périodes, de matériel détritique fin provenant des régions voisines et 2) la présence de sédiments ayant glissés bien visibles dans les calcaires à cherts (Pl. V, ph. 3 et 5), indiquant l'existence de pentes locales et, éventuellement, de secousses sismiques à certaines époques. Au Turono-Coniacien, l'aire subit une tectonique plus intense, au cours

de laquelle le fond remonte peut-être, et des plaques de sédiments de dimensions métriques ou décamétriques se détachent du fond pour aller se déposer beaucoup plus loin, dans l'aire de Peyre-Haute.

Environnement :
La couleur sombre des sédiments, grise ou gris-bleu, semble indiquer, malgré les réserves évoquées dans le chapitre III, un relatif confinement du milieu depuis le Callovo-Oxfordien jusqu'au Cénomano-Turonien ; après cette date, le milieu qui a permis le dépôt de calcaires argileux gris-jaune, a dû être plus oxygéné, ce qui semble en bon accord avec les mouvements éventuels du fond évoqués ci-dessus.

Passage aux aires voisines :
La transition vers l'Ouest avec le domaine de Roche-Charnière est bien visible à la coupe de l'Aiguillas, dans la klippe de la tête de Gaulent. Le Malm y débute par un mince horizon de calcschistes rouges, rappelant les sédiments de même âge déposés sur l'aire de Roche-Charnière et visibles dans la vallée de Freissinières. Les calcaires à cherts y apparaissent ensuite plus blancs qu'à Soureliou, plus noduleux, tandis que les cherts y sont moins nombreux. Enfin, l'horizon détritique du Vracono-Turonien y est beaucoup plus épais que dans l'axe du sillon, les éléments y sont aussi plus gros, montrant la proximité plus grande de la source de matériel détritique (Roche-Charnière).
La transition vers l'Est est difficilement observable, en raison du large recouvrement tectonique de l'unité de Champcella par l'unité des Aiguillons. Seules quelques coupes appartenant à cette dernière unité rappellent quelque peu les coupes de Champcella par certaines de leurs caractéristiques : ainsi la coupe de Montbrison Nord, avec ses calcaires à cherts rouges brisés et déformés par les glissements synsédimentaires.

XIII.2.2. Le sillon de Briançon

Coupe type : Notre Dame des Neiges.

Principales caractéristiques :
Semblables à celles de l'aire de Champcella, mais avec des brèches callovo-oxfordiennes abondantes.

Etendue :
Ce sillon correspond à une partie importante de la couverture du Houiller briançonnais, limitée au Sud par la zone de fracture de la Pisse, légèrement au Sud de Briançon, à l'Ouest par Notre Dame des Neiges et le Grand Aréa, à l'Est par une ligne passant entre les deux synclinaux de Mésozoïque de la Croix de Toulouse et entre Roche Gautier et l'Enlon ; au Nord le sillon dépasse Névache et sort des limites de la région étudiée.

Profondeur :
La recristallisation des sédiments de la partie orientale du sillon gêne les reconstitutions bathymétriques. L'étude des faciès et des microfaciès des sédiments déposés dans la partie occidentale du domaine permet de mettre en évidence une évolution bathymétrique semblable à celle du sillon de Champcella, avec cependant les différences minimes suivantes : 1) l'effondrement du fond sous la CCD au Callovo-Oxfordien semble avoir concerné tout le domaine, ce qui n'est pas certain en ce qui concerne l'aire de Champcella ; 2) la partie du sillon où se

situait Roche Gautier semble avoir été rehaussée au Vraconien ou au Turonien, et avoir rejoint alors l'aire de Grand Bois-Olive ou une aire comparable.

Stabilité :
La différence essentielle entre les sillons de Champcella et de Briançon vient de ce que ce dernier est tout entier situé au Nord de la faille de la Pisse et qu'il fait donc partie du compartiment le plus instable. Cette instabilité se traduit surtout par une plus grande abondance des formations détritiques grossières : ainsi les brèches à matrice radiolaritique ou argilitique de N.D. des Neiges et du Grand Aréa (Callovo-Oxfordien), l'épaisse série de brèches à matrice calcschisteuse peu abondante de Rocher Gafouille (que j'ai attribuée au Malm), les olistolites contenus dans les calcaires à cherts de Briançon (Crétacé inférieur ?). L'instabilité se traduit également par de très nombreux glissements de sédiments, visibles dans les calcaires à cherts de la série.

Environnement :
Il est tout à fait semblable à celui du sillon de Champcella.

Passage aux aires voisines :
La transition vers l'Ouest est sensible à N.D. des Neiges et au Grand Aréa où des niveaux de radiolarites et d'argilites rouges peuvent être observés à la base du Malm, ainsi que des passées noduleuses rosées s'intercalant dans les calcaires à cherts gris. Le passage vers le Sud au sillon de Beaudouis semble être assez brutal, marqué par une épaisse série de brèches callovo-oxfordiennes ; celles-ci pourraient s'être accumulées au pied de la zone de failles de la Pisse, séparant le sillon de Briançon de l'aire de Beaudouis, alors nettement plus élevée, comme l'attestent les calcaires noduleux à posidonomyes qui s'y déposaient. Je n'ai pas observé de coupes montrant des indices de transition vers l'Est.

XIII.2.3. Le sillon de Beaudouis

Coupe type : pic de Beaudouis.

Principales caractéristiques :
Série mixte montrant un Malm noduleux et un Crétacé inférieur composé de calcaires à cherts ; calcaire noduleux jaune à posidonomyes à la base du Malm (Callovo-Oxfordien inférieur).

Etendue :
L'étendue du sillon de Beaudouis était relativement restreinte, depuis la zone de fractures de la Pisse au Nord jusqu'au pic du Cros (compris) au Sud ; il est impossible d'estimer sa largeur, puisque l'unité de Beaudouis est limitée à l'Est par un contact tectonique avec l'unité de la crête des Granges.

Morphologie, stabilité, profondeur.
Ce sillon peut être considéré comme la terminaison sud du sillon de Briançon, avec cependant des caractéristiques propres, dues à sa position méridionale par rapport à la zone de failles de la Pisse :
1) Il est probablement beaucoup moins profond que le sillon de Briançon :
. Un examen rapide de la série du Jurassique supérieur ne permet même pas de différencier l'aire de Beaudouis de l'aire de Peyre-Haute, puisque, dans les deux cas, les sédiments sont des calcaires noduleux. Cependant un examen

plus approfondi montre que le calcaire noduleux rouge classique est précédé dans l'aire de Beaudouis par quelques mètres de calcaires noduleux jaunes, à microfaune composée essentiellement de posidonomyes. Ces sédiments à posidonomyes sont considérés comme antérieurs à l'Oxfordien moyen, lui-même caractérisé par les protoglobigérines (voir chap. II), et contemporains des schistes et des encroûtements marquant la base du Malm, les premiers dans les sillons, les seconds sur les plateaux. Ainsi, l'aire de Beaudouis apparaît à cette époque comme un sillon peu marqué, situé à profondeur moyenne, recevant des sédiments carbonatés, tandis que les hauts-fonds sont balayés par des courants et que les grands sillons briançonnais sont situés sous la CCD.

. Au Crétacé inférieur, la différence avec le sillon de Briançon s'atténue, puisque sur les deux aires se déposent d'abord des calcaires siliceux qui donneront les calcaires à cherts, puis des pélites ; malheureusement, la recristallisation des sédiments interdit ici une reconstitution des profondeurs.

2) Il est apparemment plus stable.

3) Il passe progressivement vers le Sud à l'aire de Peyre-Haute, approximativement entre le pic du Cros et la crête de la Platte (voir ci-dessus transition de l'aire de Peyre-Haute avec celle de Beaudouis).

XIII.3. LES AIRES INTERMEDIAIRES.

Les aires intermédiaires entre les sillons et les plateaux peuvent être, soit des pentes accidentées de gradins et de reliefs divers, assurant une transition rapide entre un haut-fond et un sillon (Roche-Charnière, Aiguillons), soit des domaines très accidentés ne jouant pas précisément ce rôle transitoire et présentant, au hasard des reliefs qu'ils renferment, des caractères de sillons ou de hauts-fonds, joints à des caractères de grande instabilité tectonique (Galibier-Cerces).

XIII.3.1. L'aire de Roche-Charnière

Coupes types : Roche-Charnière, Houdourengs E.

Principales caractéristiques :

1) Substratum très érodé, par endroits jusqu'au Permo-Carbonifère.

2) Réduction extrême de la série, lacunes quasi générale du Crétacé inférieur, fréquente du Malm.

3) Grande instabilité du fond, prouvée par l'abondance des formations détritiques et des indices de glissements synsédimentaires.

4) Forte profondeur dans la partie orientale.

Etendue :

Les unités tectoniques qui en sont issues sont l'unité de Roche Charnière au Sud et la 1° écaille (au sens de GOGUEL, 1942) au Nord.

Profondeur :

La succession sédimentaire étant la plupart du temps ici extrêmement lacunaire, il est difficile de reconstituer les paléoprofondeurs sur toute la superficie du domaine et à tout âge. Cependant deux faits semblent démontrer l'existence, de l'Oxfordien au Sénonien inférieur, d'un gradient de profondeur augmentant vers l'Est :

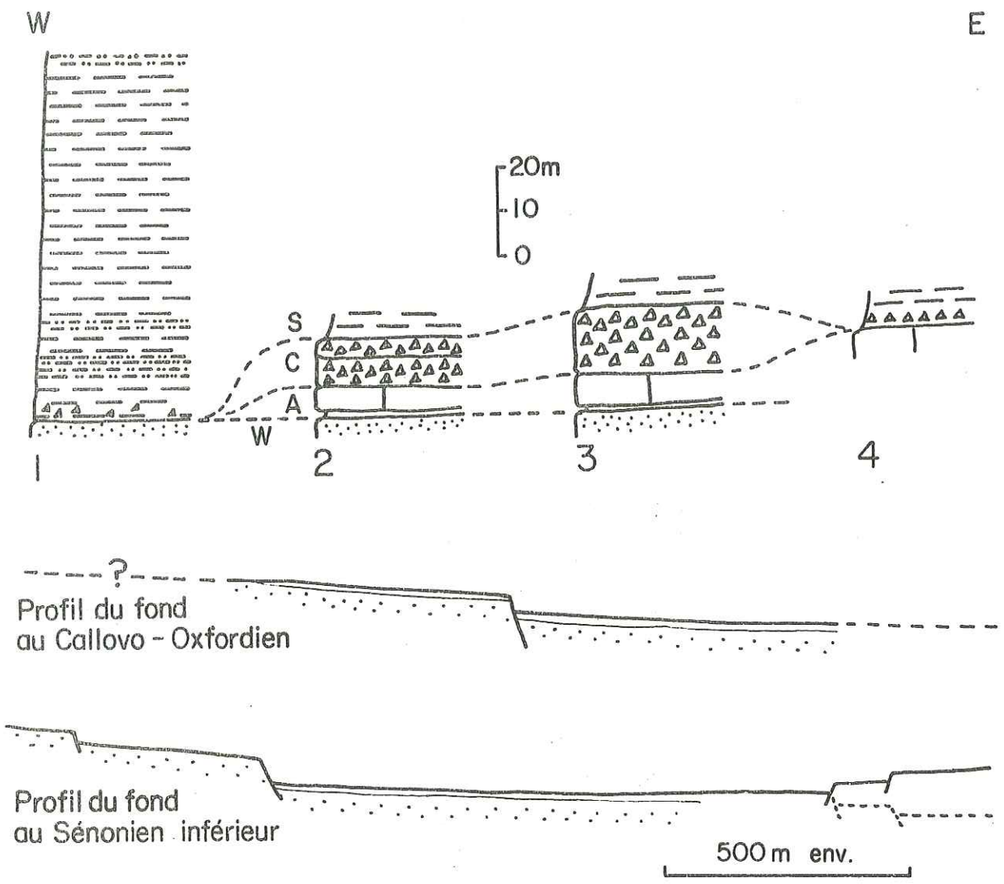


Fig. XIII-6a - Transversale sud de l'aire de Roche Charnière : différentes coupes et profils suggérés du fond marin.

1. Coupe de la Vipère; 2 et 3 : Coupes 1 et 2 du versant sud de la Tête de Gaulent 4. Coupe de la cabane de Tramouillon W. Werfénien A. Anisien C. Callovo-Oxfordien S. Sénonien inférieur.

Les différences d'épaisseurs du substratum anisien et des brèches callovo-oxfordiennes dans les coupes 2 et 3 suggèrent qu'il existait, entre ces deux coupes et au Callovo-Oxfordien, une faille qui abaissait probablement le compartiment E.

Au Sénonien inférieur, la morphologie du fond est vraisemblablement différente : les régions les plus protégées semblent être celles des coupes 2 et 3, tandis que les plus exposées aux courants et/ou les plus instables tectoniquement semblent être celles des coupes 1 et 4.

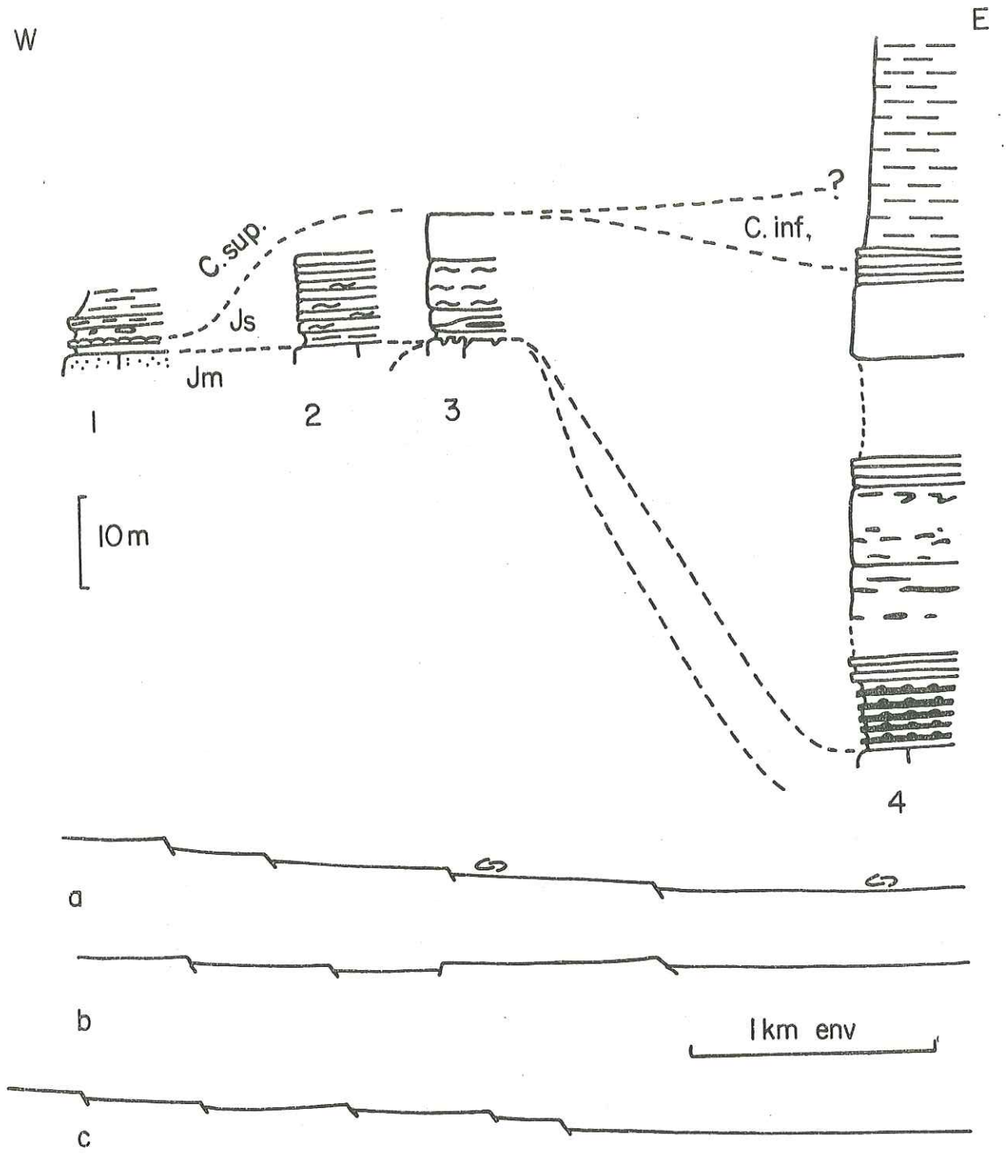


Fig. XIII-6b- Aire de Roche Charnière : quelques coupes et profils possibles du fond marin sur la transversale des Corbières.

L'évolution des faciès de la base du Jurassique supérieur suggère l'existence à cette époque d'une pente générale inclinée de l'W vers l'E. L'existence de cette pente est confirmée par les nombreux indices de glissements de sédiments. Cependant il n'est pas impossible que quelques contrepentes aient existé, isolant de légères dépressions où se formaient des calcaires à cherts rouges (voir coupes des Fazis, des Houdourengs).

L'évolution des faciès d'un âge vraconien à turonien suggère l'existence d'une pente de même sens, mais s'adoucissant vraisemblablement largement à l'W de la coupe des Corbières, dont les sédiments déposés en milieu confiné attestent qu'elle faisait alors quasiment partie du sillon de Champcella.

a et b : deux alternatives possibles, parmi d'autres, pour le profil du fond marin au Jurassique supérieur.

c : un profil morphologique possible pour le fond marin entre Vraconien et Turonien.

1) Au Nord, les variations de faciès des termes callovo-oxfordiens indiquent que la profondeur du fond était alors supérieure à la CCD à l'Est, où se déposaient argilites et radiolarites (visibles aux Corbières), alors qu'elle se situait entre la CCD et la Foram-CD un kilomètre plus à l'Ouest, où se déposaient des calcaires argileux pratiquement azoïques (visibles aux coupes des Costes, des Fazis, des Houdourengs).

2) Au Sud, les érosions du substratum, dont on sait qu'une partie s'est effectuée sous l'eau au cours des phases tectoniques callovo-oxfordiennes ou vracono-coniaciennes, atteignent des niveaux de plus en plus anciens au fur et à mesure que l'on s'éloigne vers l'Ouest : il se confirme ainsi que l'aire de Roche Charnière était probablement, de l'Oxfordien au Coniacien au moins, une pente inclinée vers l'Est, dont la partie occidentale, la plus élevée, était la plus érodée.

Stabilité et morphologie (fig. XIII.6).

Cette aire est très perturbée par deux crises tectoniques majeures, au Callovo-Oxfordien (effondrement de la marge) et au Vracono-Coniacien ; les effets de ces deux crises sont les suivants :

1) Au début du Malm s'instaure une pente inclinée vers l'Est (voir ci-dessus), probablement coupée de reliefs, tels que gradins et éventuellement contrepentes locales, dont la désagrégation entraînait le dépôt de brèches en contrebas, (brèches du versant Sud de la tête de Gaulent, calcschistes farcis du Rochas Roux et des Fazis).

2) Au Malm et au Crétacé inférieur, la morphologie subsiste dans ses grandes lignes, héritée de l'évènement précédent, mais les reliefs de détail ont disparu, gommés par l'érosion. Par contre il est fort probable que des pentes fortes ont subsisté, empêchant toute sédimentation stable : ceci, ajouté aux érosions du début du Crétacé supérieur, pourrait expliquer l'absence, presque généralisée à toute l'aire, des termes du Malm.

3) Au Vraconien, l'activité tectonique reprend, provoquant des glissements de sédiments, tels qu'on peut en observer aux Fazis, et la production de matériel détritique fin, qui va se déposer beaucoup plus loin en contrebas, dans l'aire de Champcella.

4) Au Turonien ou au Coniacien, l'activité tectonique est toujours intense, créant de nouveaux reliefs et entraînant de larges érosions (brèches de Roche Charnière, de la Cabane de Tramouillon, calcschistes farcis du Ravin des Têtes, du Signal des Têtes). Ces reliefs pouvaient être assez élevés pour fournir des olistolites de grande taille (jusqu'à hectométriques ; Pl. VI, ph. 3) et entraîner des érosions profondes jusqu'aux termes du Werfénien (coupe de la Vipère) et même jusqu'aux formations du Permo-Carbonifère, comme le montrent les olistolites du Peyron et du col situé à l'Ouest de la tête de Gaulent, entre ce sommet et le point coté 2702.

Environnement :

Quand les sédiments sont présents, leur couleur rouge ou rosée indique que l'environnement devait être généralement oxygéné. Mais, de même que dans l'aire de Peyre-Haute, l'encroûtement souvent vert (mais ici siliceux) situé au toit du Malm montre que des conditions plus réductrices ont pu s'instaurer pendant tout ou partie de la période Vraconien-Turonien.

La lacune complète du Crétacé inférieur (sauf à la coupe des Corbières qui assure la transition avec le sillon de Champcella) peut être due à des pentes locales, mais plus probablement à l'action de courants violents, comme sur l'aire de Peyre-Haute. La reprise de sédimentation se fait ensuite timidement au Vraconien et plus franchement au Turono-Coniacien.

Passage aux aires voisines :

Les limites occidentales du domaine briançonnais, dues à la tectonique ou à l'érosion, ne permettent pas de connaître l'évolution latérale de l'aire de Roche-Charnière vers l'aire voisine à l'Ouest ; il est cependant probable qu'il s'agissait d'un haut-fond.

Le passage vers l'Est, vers le sillon de Champcella, est bien visible à la coupe de l'Aiguillas (voir ci-dessus) et dans la partie orientale de l'unité de Roche Charnière, à la coupe des Corbières : l'Oxfordien est représenté dans cette dernière coupe par des schistes et des radiolarites, mais rouges, alors qu'ils sont plutôt verts ou noirs dans les séries de sillon ; la suite du Malm montre un faciès hybride de calcaires noduleux rouges, à cherts également rouges ; le Crétacé inférieur présente par contre un faciès caractéristique de dépôts dans un sillon, avec des calcaires à cherts gris-bleu, signe que le sillon de Champcella tendait à s'élargir à cette époque.

XIII.3.2. L'aire des Aiguillons

Coupes types : Guil, Pas du Loup, Montbrison S.

Principales caractéristiques :

Pente, inclinée probablement d'Est en Ouest, instabilité du fond, à l'instar de l'aire de Roche Charnière.

Etendue :

J'ai donné le nom d'"aire des Aiguillons" à la réunion d'aires apparemment assez disparates, mais situées en position structurale analogue et assurant toutes une transition entre le haut-fond de Peyre-Haute et le sillon de Champcella : sous-aires du Guil au Sud (coupe type : Guil) des Aiguillons à la latitude de la digitation du même nom (coupe type : Pas du Loup), de Montbrison au Nord (coupe type : Montbrison Sud). Les unités structurales qui en sont issues sont respectivement la nappe inférieure du Guil, la digitation des Aiguillons, la partie orientale de l'unité inférieure de Montbrison. Ces unités largement recouvertes par l'unité de Peyre-Haute, soit par la 3e écaille, offrent peu d'affleurements et les données sédimentologiques qu'on peut y récolter sont assez peu nombreuses.

Profondeur :

Une partie des coupes visitées ne permet pas de reconstitution des profondeurs, si ce n'est que le fond était situé au dessus de la Foram-CD au Turonien et au Sénonien inférieur, en raison de l'absence totale de sédiments du Malm et du Crétacé inférieur (Pas du Loup, Guil). L'autre partie contient des coupes plus complètes et permet de situer, au Malm, le fond au dessus de l'ACD. Au Crétacé inférieur, les sédiments manquent, comme dans l'aire de Peyre-Haute proche et probablement pour les mêmes raisons, à l'exception de la partie nord qui, plus proche de l'aire Galibier-Cerces, présente comme elle des micrites à foraminifères planctoniques de cet âge : cette partie devait donc être un peu en contrebas de Peyre-Haute et être ainsi protégée des courants violents qui sévissaient probablement à cette époque.

Stabilité, morphologie (fig. XIII.7).

Nous avons peu de données sur cette aire, pour les raisons déjà citées, mais nous pouvons supposer qu'elle était la symétrique de l'aire de Roche Charnière, et constituait donc une pente inclinée vers l'Ouest, joignant le

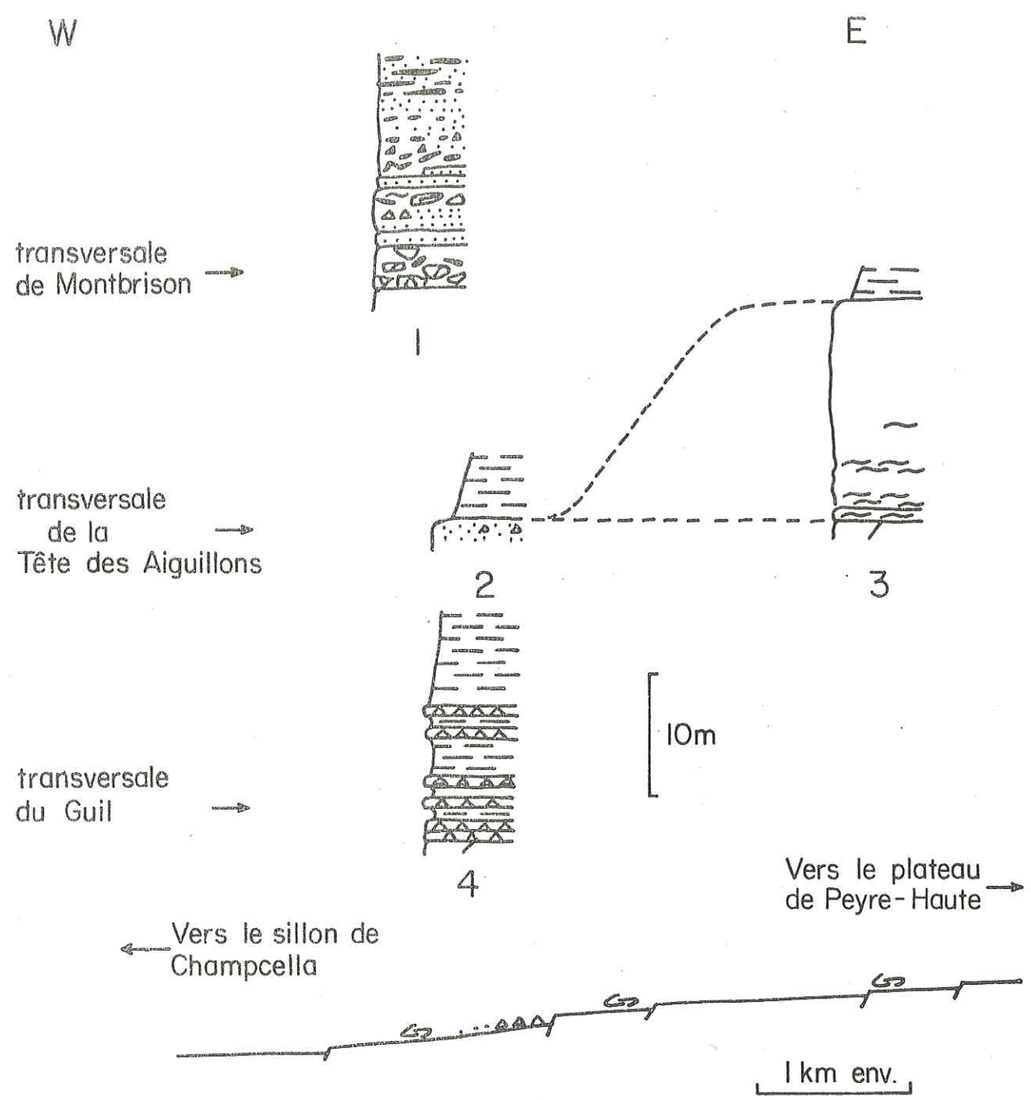


Fig. XIII-7 - Aire des Aiguillons : quelques coupes et morphologie du fond du Callovo-Oxfordien au Turonien.

L'absence de coupes en nombre suffisant sur une même transversale nous gêne pour reconstituer la morphologie de l'aire. Néanmoins, pour quatre raisons (1, les indices de glissements de sédiments présentés par les coupes 1 et 3 ; 2, l'absence de sédiments du Malm dans les coupes 2 et 4 ; 3, la présence de brèches dans les coupes 1 et 4; 4, l'affinité de la série 1 avec celle du sillon de Champcella d'une part, de la série 3 avec celle du plateau de Peyre-Haute d'autre part), on peut supposer que, du Callovo-Oxfordien au Turonien, cette aire était une pente accidentée de gradins et de reliefs, et inclinée vers l'W.

1. Coupe de Montbrison N 2. Coupe du Pas du Loup 3. Coupe du Grand Pontet 4. Coupe du Guil.

plateau de Peyre-Haute au sillon de Champcella. De fait les séries lacunaires du Pas du Loup et du Guil peuvent être comparées à certaines séries de l'aire de Roche-Charnière, comme on peut en voir au Rochas Roux et à la tête de Roche Charnière. Elles traduisent vraisemblablement une sédimentation sur une pente irrégulière, sur laquelle les sédiments s'accumulaient difficilement, entrecoupée de reliefs soumis à l'érosion.

L'influence de ces pentes se fait d'ailleurs nettement sentir dans le mode de sédimentation des sédiments du Malm déposés dans la partie Nord. On y trouve en effet :

1) des indices de remaniements de boues à divers stades d'induration, donnant diverses figures sédimentaires : intraclastes durs, mous, nuages, "fenêtres" (Grand Pontet, Pl. XVII, ph. 1, 2, 3, 4).

2) des diaclases ouvertes dans les sédiments, probablement à l'amont de glissements de sédiments, donnant des filons sédimentaires aux formes plus ou moins anguleuses selon le degré d'induration du sédiment (Montbrison Sud, Pl. XXII, ph. 1, 2, 4 ; Pl. XXIII, ph. 1 et 2).

Passage aux aires voisines :

Trois coupes se situaient non loin de l'aire de Peyre-Haute, dont elles présentent de multiples caractères, avec toutefois une hétérogénéité plus grande des sédiments : Grand Pontet, Coste Rousse, Montbrison Sud. Ces deux dernières, les plus septentrionales, présentent également les indices d'une transition vers le Nord, vers les aires du Grand Bois, du Galibier et des Cerces : la première par la coloration vive d'une partie des calcschistes planctoniques, qui traduit une certaine diminution du taux de sédimentation (rappelant en cela la série de la Condamine), la deuxième par l'apparition de sédiments du Crétacé inférieur (rappelant en cela certaines coupes du Rocher Blanc par ex.).

Par contre la transition vers l'aire de Champcella n'est pas visible et nous n'avons pas d'équivalent à l'affleurement de la coupe des Corbières par exemple.

XIII.3.3. Aire de Souliers

Coupes types : Pierron, Dourmillouse, Souliers.

Principales caractéristiques :

1) Grande instabilité du fond entraînant la création d'une morphologie complexe, des érosions profondes atteignant le socle cristallin, et le dépôt concomitant de formations détritiques.

2) Faciès particuliers de ces formations, dits "reconstitués", parce qu'ils reconstituent assez fidèlement les termes qui ont fourni la matériel détritique (voir chap. V).

Etendue :

Les unités structurales qui en sont issues sont les unités de la zone d'Acceglio sur cette transversale et la quatrième écaille. Au Crétacé supérieur, l'aire est amputée d'une petite partie de territoire (région de Clot des Fonds), qui est annexée à l'aire de Grand Bois-Olive.

Paléogéographie :

La reconstitution paléogéographique de cette aire est spécialement

difficile, pour trois raisons :

1) l'extrême recristallisation des sédiments qui est due à la position interne de l'unité ;

2) le très petit nombre d'affleurements, puisque les unités d'Acceglio se réduisent le plus souvent à l'état de cicatrices ;

3) les dilacérations tectoniques qui éloignent les affleurements les uns des autres, en changent éventuellement les positions respectives et interdisent l'observation des évolutions latérales.

Pour pallier ces désavantages, j'ai tout d'abord étudié quelques coupes supplémentaires au Sud du Guil (Combrémond, Monte Maniglia, Roche Chevalière) qui ont apporté quelques données complémentaires, notamment sur le plan géochimique (CB, M, RC) et sédimentologique (RC). Néanmoins l'apport déterminant a été le guide constitué par l'évolution mieux connue de l'aire de Roche Charnière : en effet les similitudes entre les coupes de cette aire et celles de l'aire de Souliers sont grandes et semblent indiquer des évolutions paléogéographiques comparables dans leurs grandes lignes, avec quelques différences de détail :

1) Certaines séries ont été déposées sur des reliefs (hauts-fonds, bords de talus et de gradins), qui ont auparavant été soumis à une érosion profonde (d'abord continentale lors de l'émersion du Briançonnais, puis sous-marine au Callovo-Oxfordien ou, éventuellement, au début du Crétacé supérieur) ; elles présentent une succession briançonnaise classique, de type Peyre-Haute, lacunaire, condensée et sans niveaux détritiques importants (Roche Chevalière, Combrémond, Clot des Fonds).

D'autres séries se sont par contre déposées dans des dépressions ou au pied de falaises, et sont caractérisées par l'abondance du matériel détritique qu'elles contiennent et qui provient de l'érosion de reliefs en milieu sous-marin (Pierron, Prorel, Dourmillouse).

Un troisième type de série pourrait être qualifié d'"intermédiaire", avec des caractères empruntés, selon le niveau, à l'une ou à l'autre des séries précédentes : ainsi à Souliers, un Malm "briançonnais" rubéfié à son toit, rappelant en cela certains encroûtements vraconiens de l'aire de Peyre-Haute, est surmonté par des sédiments détritiques où alternent calcaires argileux, micaschistes reconstitués et quartzites reconstitués.

2) On peut distinguer dans ces séries deux niveaux détritiques majeurs, correspondant à deux périodes d'activité tectonique :

. un niveau inférieur, visible aux coupes du Prorel et du Pierron, constitué de brèches chaotiques ou assez mal litées, comportant des clastes et des blocs de carbonates, de quartzites, de micaschistes, de verrucano, dans une matrice peu abondante faite de marbre clair.

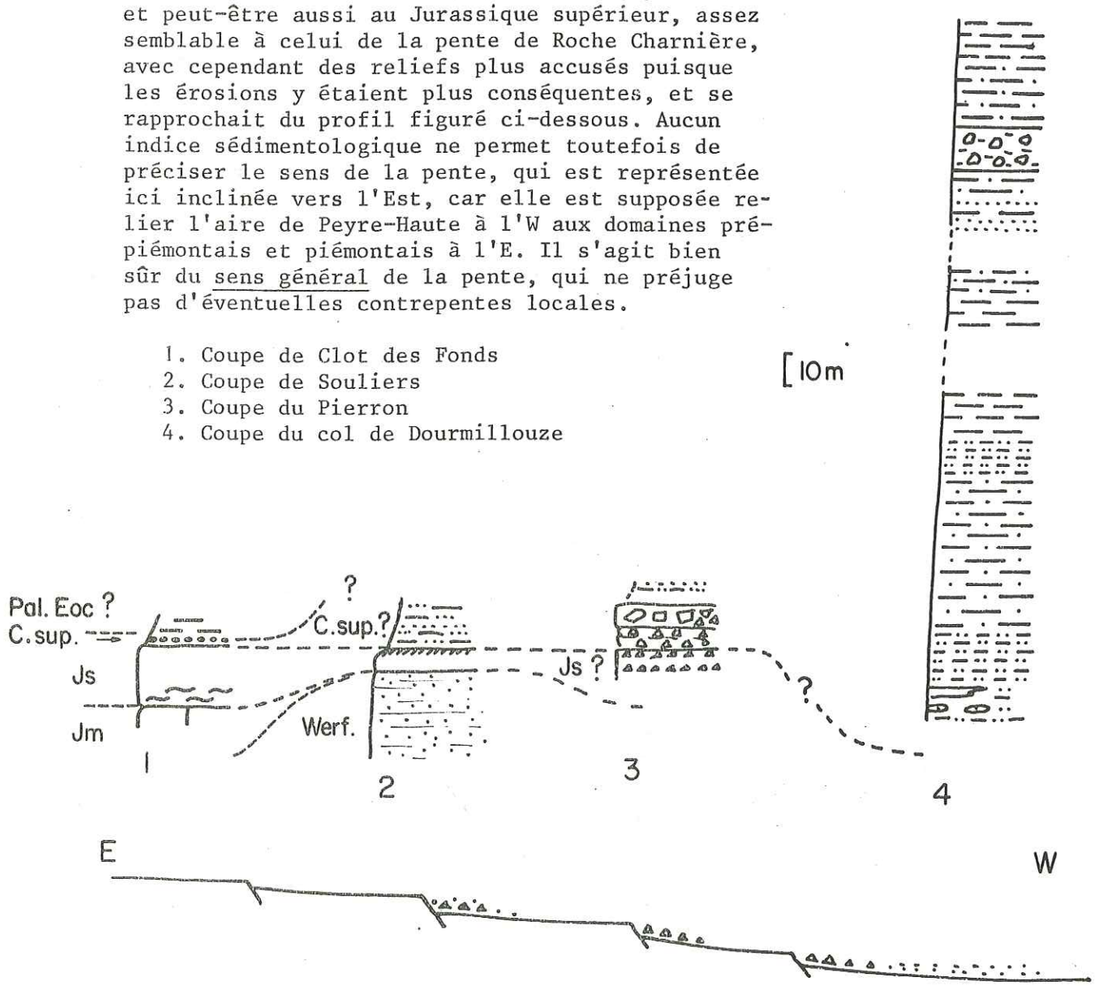
. un niveau supérieur, visible à Souliers et à Dourmillouse, constitué d'un matériel beaucoup plus fin : grès, pélites, quartzites et micaschistes reconstitués, alternant éventuellement avec des calcaires argileux "autochtones" ou leurs équivalents métamorphiques, les marbres chloriteux.

L'analogie de faciès avec les formations contenues dans les séries de Roche Charnière et de Champcella est frappante et conduit à attribuer un âge jurassique supérieur au niveau inférieur (âge apparemment confirmé par le faciès du ciment), et un âge crétacé supérieur au niveau supérieur. La seule et importante différence entre le Briançonnais externe et le Briançonnais interne est la nature du matériel détritique, essentiellement carbonaté dans le premier cas et plus souvent quartzitique ou cristallin dans le deuxième cas, où l'érosion a entamé beaucoup plus profondément le substratum.

Fig. XIII-8 - Aire de Souliers : diverses coupes et reconstitution théorique du fond marin.

Les coupes issues de l'aire de Souliers sont très dispersées et en aucun cas ne peuvent être regroupées sur une même transversale, ce qui permettrait de reconstituer un profil morphologique de l'aire. Nous pouvons seulement constater que certaines coupes, très lacunaires et comportant peu de niveaux détritiques, doivent provenir de reliefs exposés aux courants et soumis à des érosions, tandis que d'autres, beaucoup plus épaisses et comportant une grande quantité de matériel détritique, doivent provenir de zones moins exposées, qui recevaient les produits d'érosion des reliefs précités. On peut donc supposer que le profil de l'aire de Souliers était, au Crétacé supérieur et peut-être aussi au Jurassique supérieur, assez semblable à celui de la pente de Roche Charnière, avec cependant des reliefs plus accusés puisque les érosions y étaient plus conséquentes, et se rapprochait du profil figuré ci-dessous. Aucun indice sédimentologique ne permet toutefois de préciser le sens de la pente, qui est représentée ici inclinée vers l'Est, car elle est supposée relier l'aire de Peyre-Haute à l'W aux domaines prépiémontais et piémontais à l'E. Il s'agit bien sûr du sens général de la pente, qui ne préjuge pas d'éventuelles contrepentes locales.

1. Coupe de Clot des Fonds
2. Coupe de Souliers
3. Coupe du Pierron
4. Coupe du col de Dourmillouze



3) La composition chimique des encroûtements minéralisés est un peu différente entre l'ensemble du domaine briançonnais d'une part, et l'aire de Souliers d'autre part, avec, à âge égal, plus de manganèse et d'éléments traces dans l'aire de Souliers (voir chap. IX) ; cette particularité pourrait traduire un milieu de sédimentation un peu différent, sans doute plus ouvert à l'influence océanique.

En bref, l'aire de Souliers pourrait être définie comme une aire très instable, assurant la transition entre le plateau de Peyre-Haute et un domaine plus profond (Prépiémontais ?). Il évolue parallèlement aux aires briançonnaises externes (Roche Charnière), mais dans une influence océanique plus franche et de façon plus intense, avec des mouvements tectoniques, une amplitude d'érosion, une fréquence et une étendue des formations détritiques beaucoup plus importantes (fig. XIII.8).

XIII.3.4. L'aire du Galibier et des Cerces

Etendue :

Cette aire englobe la partie occidentale de la couverture du Houiller briançonnais, à l'Ouest du sillon de Briançon.

La principale caractéristique de cette aire est sa morphologie extrêmement accidentée, résultant d'une activité tectonique assez intense (fig. XIII-9). Cette morphologie nous permet de distinguer trois aires élémentaires de sédimentation :

1) A l'Est, l'aire de Queyrellin-Tête Noire est une pente accidentée inclinée vers l'Est, vraisemblablement hachée de failles longitudinales et transverses, qui se raccorde à l'Est au sillon de Briançon (coupes de transition : Tête du Queyrellin, sommet du Grand Aréa).

2) Au milieu, l'aire des Cerces est un haut-fond recevant une sédimentation très lacunaire avec, la plupart du temps, un contact direct des sédiments du Crétacé supérieur sur les carbonates du Trias moyen. Cette aire semble se raccorder au Sud à l'aire du Grand Bois ou de Grand Bois-Olive, selon la période considérée.

3) A l'Ouest, l'aire du Galibier est un terrain accidenté avec des pentes prononcées. Il pourrait être la pente descendant du haut-fond des Cerces, symétrique de la pente Queyrellin-Tête Noire, donc inclinée vers l'Ouest et conduisant à un sillon inconnu, peut-être la suite septentrionale du sillon de Champcella ; cependant nous n'avons pas d'arguments directs pour préciser le sens de cette pente.

XIII.3.4.1. Aire de Queyrellin-Tête Noire

Coupes types : Sommet de Queyrellin, coupe des Rochers de Privé.

Principales caractéristiques : 1) Extrême instabilité et morphologie accidentée du fond. 2) Points bas sous la CCD au Callovo-Oxfordien et au Vracono-Cénomanien. 3) Crétacé inférieur subnoduleux réduit mais présent dans les coupes les plus complètes.

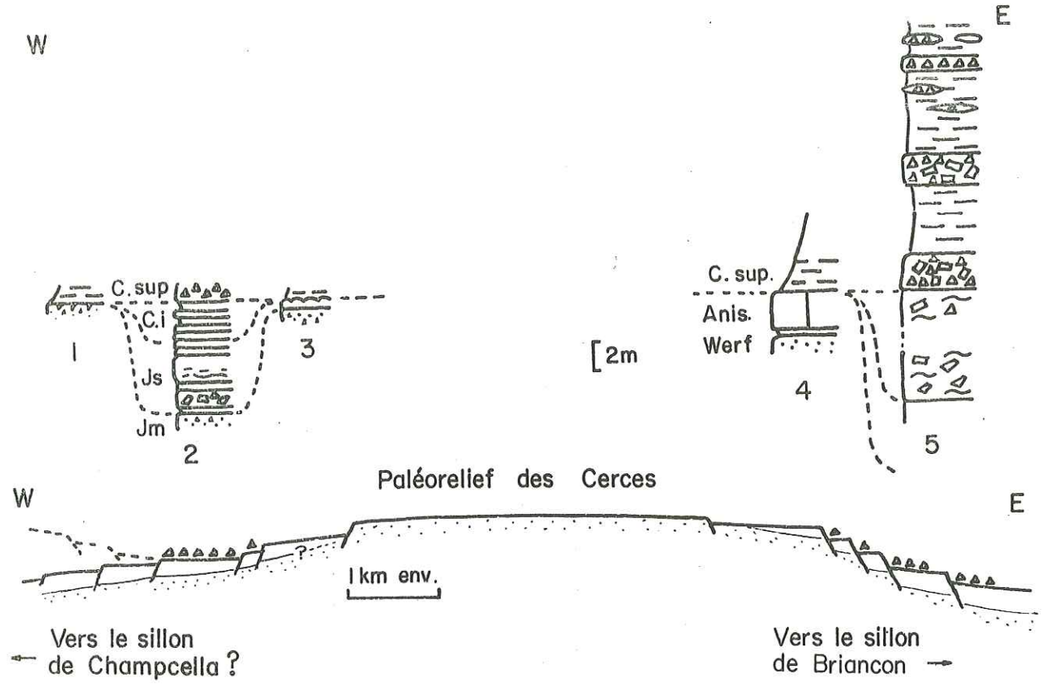


Fig.XIII.9a. Transversale E-W de l'aire Galibier-Cerces à la latitude du Galibier : morphologie du fond au Sénonien inférieur.

1. Coupe du Galibier 2. Coupe du P.C. 2925 3. Coupe du Gâteau (P.C. 2986) 4. Coupe du flanc occidental du synclinal des Cerces 5. Coupe du flanc oriental de ce même synclinal (lac des Béraudes).

L'âge des brèches supérieures du P.C. 2925 est peut-être antérieur au Sénonien inférieur (Cénomanien ?) ; si tel est le cas, la morphologie modelée à cette époque dans cette région a dû peu changer ensuite, et il est, je pense, légitime de représenter la coupe du P.C. 2925 encore en dépression au Sénonien inférieur.

Le dépôt, au Malm, de sédiments souvent bréchiques et sur un substratum triasique de plus en plus érodé au fur et à mesure que l'on s'approche de l'actuel anticlinal de Rouiller de la Ponsonnière (voir fig. XIII.13), laisse à penser que le paléorelief des Cerces était déjà esquissé à cette époque.

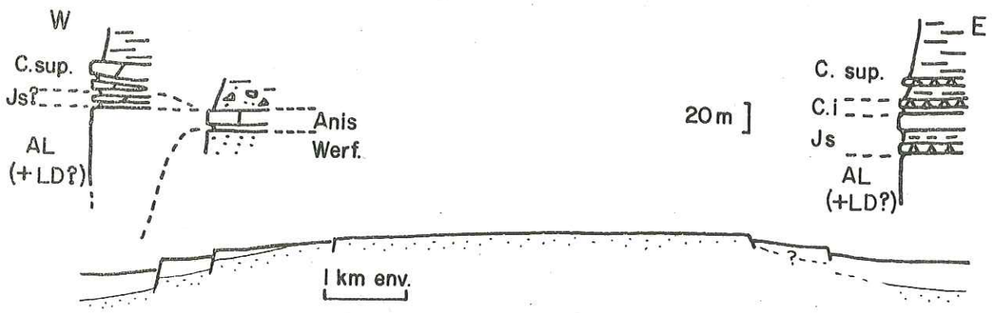


Fig. XIII.9b. Morphologie probable du fond marin sur la transversale Clot des Vaches-Pointe du Queyrellin au Vraconno-Cénomanien.

1. Coupe du flanc normal du synclinal de Clot des Vaches 2. Coupe du flanc inverse de ce même synclinal 3. Coupe de la pointe du Queyrellin.

L'évolution de ces trois coupes d'W en E est en bon accord avec l'évolution des coupes plus septentrionales. On en déduit logiquement que le paléorelief des Cerces devait se poursuivre vers le Sud.

AL(+LD ?) : Aniso-Ladinien (+ Lias-Dogger ?), carbonates aniso-ladiniens surmontés de brèches "sans matrice" d'origine peut-être continentale et datant de l'émersion du Briançonnais.

Morphologie (fig. XIII.10)

Le bon état et la relative abondance des affleurements ont permis de mettre en évidence certains éléments morphologiques :

1) Une pente inclinée vers l'Est ou le Sud-Est.

Le long de l'arête qui mène du sommet du Grand Aréa au col de Buffère, une succession de coupes (fig. XIII.11) permet d'observer l'évolution simultanée de différentes caractéristiques de sédimentation : une réduction progressive de l'épaisseur des sédiments, y compris des brèches, une disparition progressive des sédiments siliceux et des cherts et enfin une oxydation croissante des sédiments. La présence simultanée de nombreux indices de glissements de sédiments conduit à interpréter cette évolution comme résultant d'une sédimentation sur une pente, peut-être coupée de gradins, s'élevant vers l'Ouest ou le Nord-Ouest depuis le sillon de Briançon jusqu'à un haut-fond dont la coupe du Grand Aréa n° 6 pourrait être une des séries sédimentaires caractéristiques.

2) Un probable graben à Tête Noire.

Ce graben véritable "piège à brèches", aurait fonctionné du Callovo-Oxfordien au Cénomanien au moins, provoquant le dépôt d'abondantes formations détritiques :

a) brèches chaotiques ou assez mal litées, déposées probablement en totalité au Callovo-Oxfordien, sans que cet âge puisse être certain en l'absence de marqueurs stratigraphiques.

b) brèches, microbrèches, grès et pélites granuloclassés d'un âge vraisemblablement compris entre le Vraconien et le Sénonien inférieur.

c) probables olistolites, comme la lame de calcaires à cherts du Crétacé inférieur épaisse de quelques mètres et longue de plusieurs centaines de mètres, intercalée dans les termes du Crétacé supérieur des Rochers de Privé.

L'épaisseur de ces formations détritiques est exceptionnellement forte pour le domaine briançonnais (100 m ou plus pour les brèches du Malm dans le versant sud de Tête Noire, près de 100 m pour la formation du Crétacé supérieur des Rochers de Privé). De même les granuloclassements présentés par cette dernière formation sont des figures assez exceptionnelles pour des sédiments pélagiques briançonnais.

3) Le haut-fond du Lac de Chatelard.

Ce relief a permis la dénudation et l'érosion du socle siliceux lors de la phase callovo-oxfordienne, et probablement également au début du Crétacé supérieur (fig. XIII.12).

4) La dépression du Queyrellin.

Cette dépression reçoit au Callovo-Oxfordien des brèches, des argilites et des radiolarites, et de nouveau des brèches à l'Albien moyen ; la disparité des coupes du sommet du Queyrellin et du couloir d'éboulis situé en versant ENE de la Crête du Queyrellin vers 2 550 m d'altitude, pourtant distantes d'à peine plus d'un kilomètre sans rapprochement tectonique, montre la rapidité des variations latérales de la morphologie de cette aire au Jurassique supérieur et au Crétacé.

Tectonique :

La morphologie complexe et l'instabilité de l'aire sont le résultat de trois crises tectoniques principales :

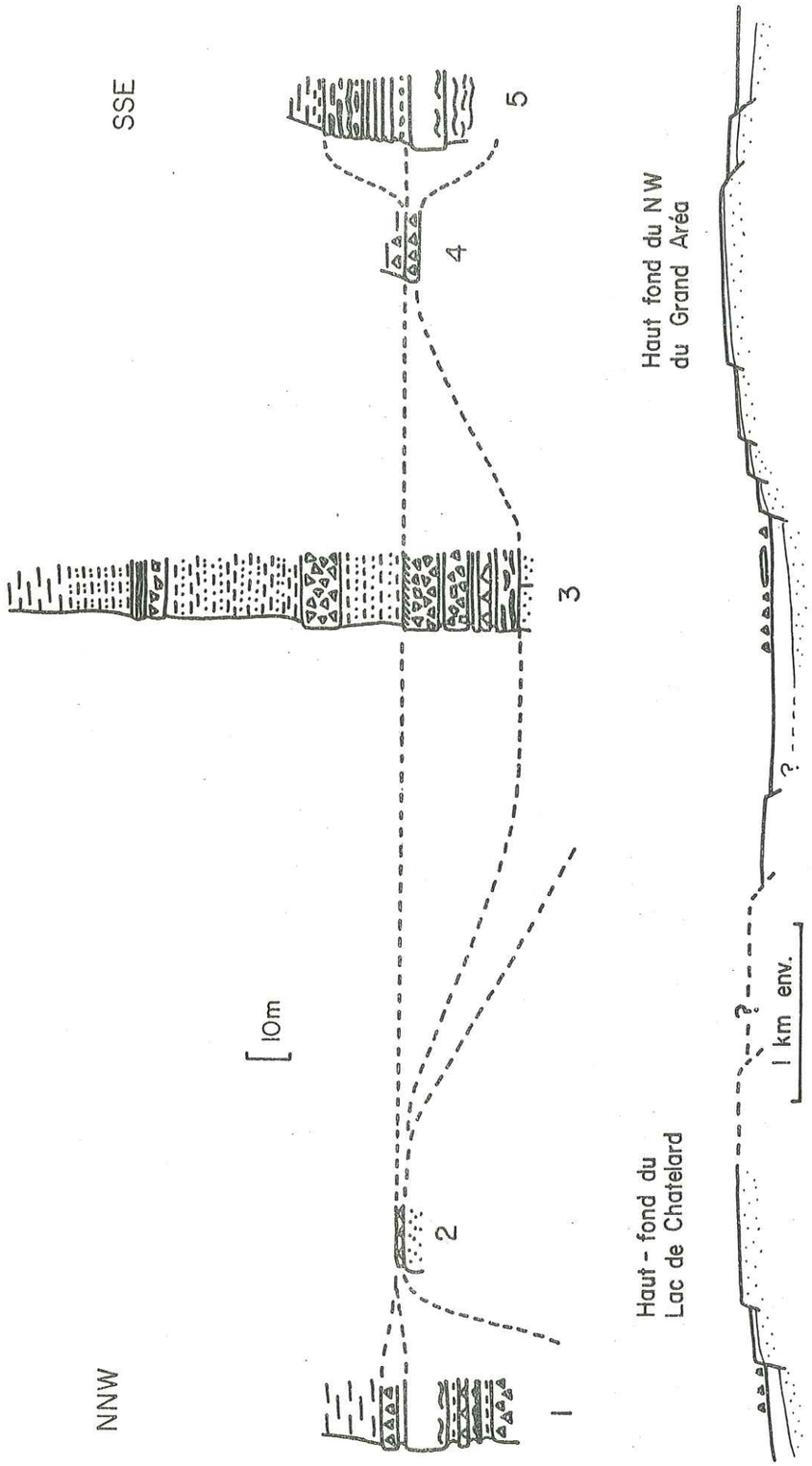


Fig. XIII-10. Evolution des faciès et de la morphologie du fond, du NNW au SSE, dans l'aire de Queyrellin-Tête Noire, pendant la période Callovien-Vraconien.

1. Coupe de la pointe S du Queyrellin
2. Coupe du lac de Châtelard
3. Coupe de Tête Noire-Rochers de Privé
4. Coupe 6 du Grand Aréa
5. Coupe 4 du Grand Aréa.

La condensation des séries du Malm et du Crétacé et l'érosion du substratum triasique semblent indiquer la présence de 2 hauts-fonds, l'un au lac de Châtelard, l'autre au SE du col de Buffère (coupe 4). Par contre, l'épaisse série détritique et souvent confinée de Tête Noire suggère l'existence à cet endroit d'une dépression dominée par des reliefs assez abrupts. De même au NNE (Queyrellin) et au SSE (Grand Aréa, voir aussi fig. XIII.11) des dépressions semblent s'amorcer. Ce profil morphologique semble avoir peu évolué dans ses grandes lignes du Callovien au Vraconien.

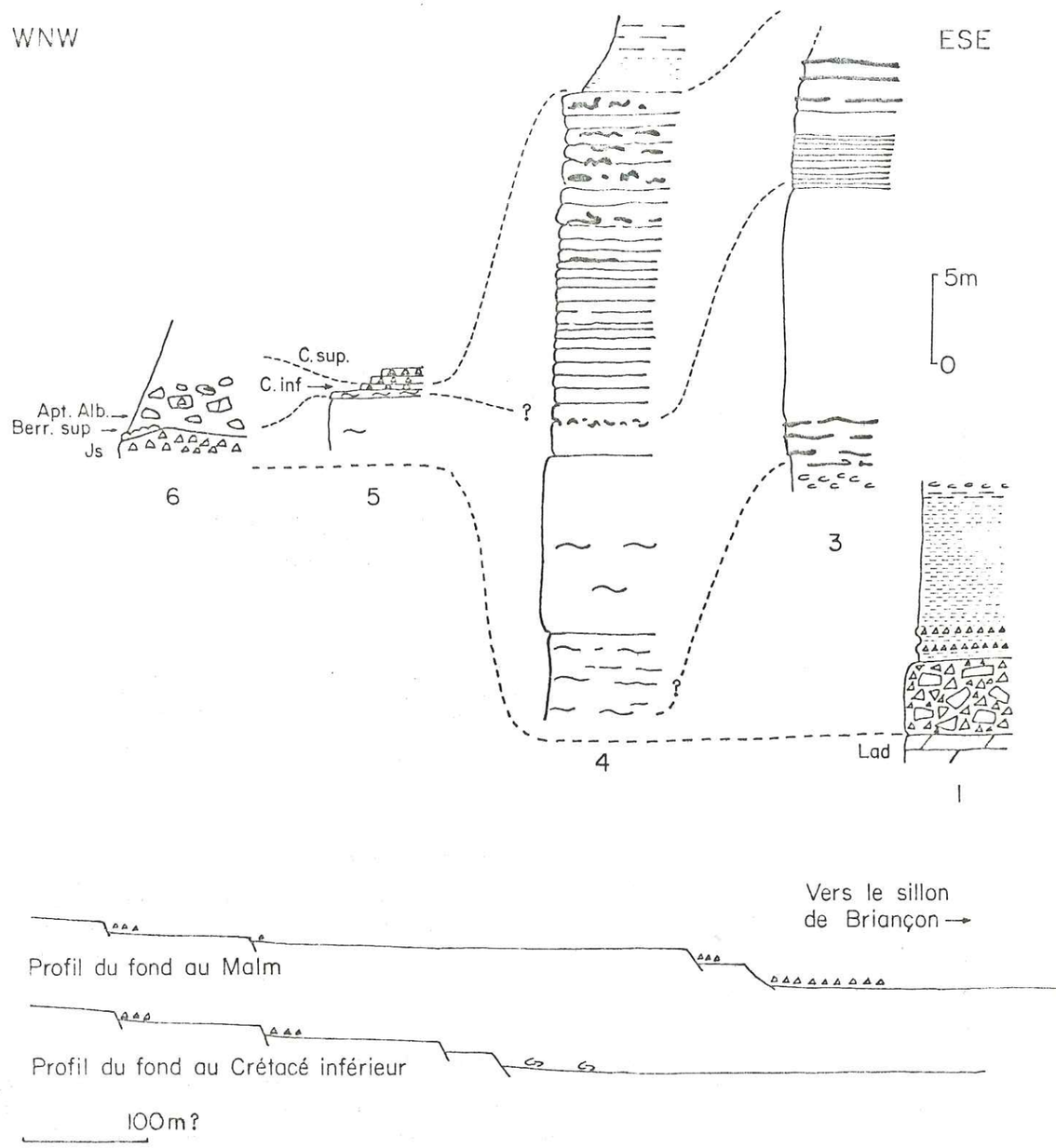


Fig XIII-11 - Grand Aréa : cinq coupes successives (1, 3, 4, 5, 6 des annexes) montrant l'évolution de la sédimentation de l'WNW vers l'ESE. Profils suggérés du fond marin au Malm et au Crétacé inférieur (Aptien-Albien par ex.)

On peut remarquer que le changement de sédimentation le plus sensible s'effectue entre les coupes 3 et 4 au Malm, entre les coupes 4 et 5 au Crétacé inférieur, ce qui semble traduire un élargissement du sillon de Briançon entre ces deux époques.

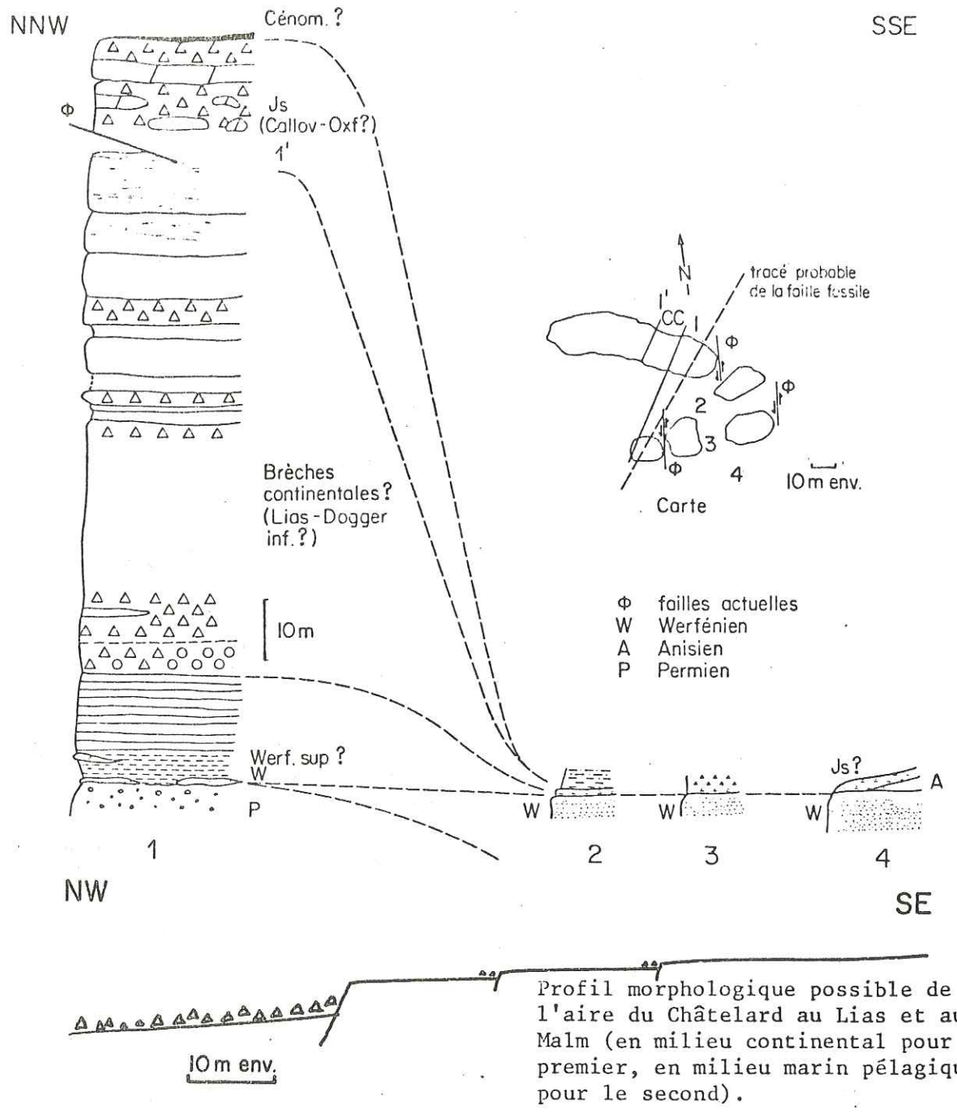


Fig. XIII-12 - Possible faille fossile au Lac du Châtelard.

Seul l'âge jurassique supérieur de la coupe 1' est démontré par la faune (posidonomyes). Tous les autres faciès sont azoïques et ne sont donc pas datables, sinon par analogie avec d'autres formations connues. Il est en particulier difficile de différencier les schistes et les pélites du Werfénien supérieur de ceux du Cénomanien. Il en est de même des différents corps de brèches, dont beaucoup, dans la coupe 1, semblent être d'origine continentale et dater de l'émersion du Briançonnais au Lias supérieur-Dogger inférieur. Si l'interprétation des coupes proposée ici est correcte, elle implique :

1) Une instabilité tectonique du Trias inférieur au Cénomanien

2) L'existence possible d'une faille fossile au Lias-Dogger inférieur, ainsi qu'au Callovo-Oxfordien, avec une pente générale probablement dirigée vers le NW.

3) Une possible inversion de relief entre le Trias supérieur et la période d'émersion.

1) Une première crise, callovo-oxfordienne, est responsable du dépôt de la majeure partie des brèches du Grand Aréa, de la Tête du Queyrellin, du Lac de Chatelard et surtout de Tête Noire. Il s'agit en général de brèches chaotiques résultant de l'écroulement de falaises en milieu marin ; le matériel détritique y est beaucoup plus abondant que la matrice (argilites ou radiolarites, micrites à posidonomyes selon la profondeur du milieu de dépôt), si bien qu'il est souvent difficile de distinguer ces brèches des brèches probablement continentales, attribuées au Lias ou au Dogger inférieur, qu'elles surmontent.

2) Une deuxième crise, datée de l'Albien moyen-Vraconien, provoque le dépôt des premières brèches surmontant le Malm-Crétacé inférieur au sommet de Queyrellin.

3) Une dernière crise, datée du Sénonien inférieur, est responsable du plus long corps de brèches du domaine briançonnais (4 km de long), visible sur le bord est du synclinal des Cerces. L'orientation de ce corps de brèches, NW-SE, est sans doute fortement influencée par la structure synclinale ; cependant comme ces brèches ne réapparaissent pas sur l'autre bord du synclinal, nous pouvons considérer que cette orientation est approximativement exacte, à plus ou moins 30° près.

Il ne m'a pas été possible de dater les formations granuloclassées et la mise en place des olistolites de l'arête Tête Noire-Rochers de Privé, qui n'ont pas jusqu'ici livré de fossiles caractéristiques ; il est cependant vraisemblable qu'elles ne sont pas antérieures à l'Albien et pas postérieures au Sénonien inférieur.

Profondeur :

1) La CCD est atteinte au Grand Aréa, au Queyrellin et probablement à Tête Noire au Callovo-Oxfordien. Il est possible que le graben de Tête Noire soit resté sous la CCD plus longtemps encore, mais en l'absence d'une succession lithologique caractéristique du Malm, rappelant soit les calcaires noduleux puis moins noduleux des séries lacunaires, soit les calcaires à cherts des séries complètes, il est impossible de l'affirmer. En particulier, nous ne connaissons pas l'âge du sommet des brèches chaotiques, cimenté par de la silice et rubéfié qui peut aussi bien être oxfordien qu'albien. Cependant une certaine similitude de faciès avec les niveaux rouges encroûtants situés à la base du Malm aux Rochers Plats du Lac Blanc semble indiquer un âge plutôt oxfordien.

2) Au cours de l'Oxfordien, comme dans l'ensemble des sillons briançonnais, les sédiments déposés sur les points bas deviennent carbonatés : le passage des argilites plus ou moins radiolaritiques aux calcschistes puis aux calcaires à protoglobigérines est bien visible au Grand Aréa (coupes 1 et 2) et au sommet du Queyrellin.

3) Un approfondissement apparent du fond, ou une remontée de la CCD, a ensuite lieu à l'Albien-Cénomanien, peut-être un peu plus tôt qu'ailleurs en Briançonnais.

Environnement :

Il semble en majorité oxygéné, sauf pour certains points bas à certaines époques, comme l'atteste le dépôt d'argilites vertes et noires callovo-oxfordiennes au Grand Aréa, de calcaires argileux verts et de radiolarites noires probablement albo-cénomaniens au couloir du Queyrellin.

XIII.3.4.2. Aire des Cerces

Etendue : L'aire des Cerces correspond au bord occidental du synclinal des Cerces,

à la couverture érodée du houiller de la Ponsonnière, et au synclinal de l'Aiguillette du Lauzet.

Principales caractéristiques : séries très lacunaires, sans Malm ni Crétacé inférieur, caractéristiques d'un dépôt sur un haut-fond ; paléo-reliefs entamés par l'érosion jusqu'aux termes du Werfénien, et peut-être jusqu'aux termes du Houiller.

Paléogéographie :

L'aire des Cerces était très vraisemblablement un haut-fond sur lequel les sédiments du Malm et du Crétacé inférieur n'existaient plus au début du Crétacé supérieur, soit qu'ils n'aient jamais été déposés, soit qu'ils aient été érodés au cours de la crise tectonique vracono-turonienne. Ce haut-fond était soumis localement à de profondes érosions :

1) Si l'on trace la carte des isopaques du Trias carbonaté, on peut constater que les plus faibles épaisseurs s'ordonnent exactement *autour de l'anticlinal de Houiller de la Ponsonnière* (fig. XIII.13).

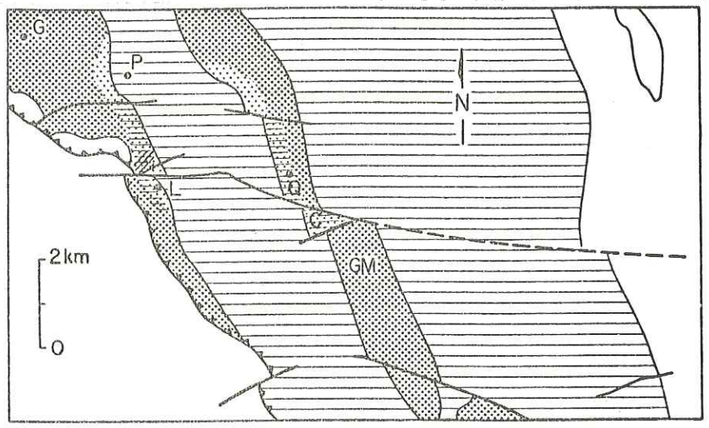


Fig. XIII-13 - Massif Galibier-Cerces : schéma structural, carte des isopaques du substratum triasique des séries pélagiques et emplacement des calcschistes "farcis" et pélitiques du Cénomano-Turonien.

- Carbonates triasiques épais
- Carbonates triasiques minces (réduits à 50 m) ou absents (contact direct des calcschistes du Crétacé supérieur avec les quartzites werféniens)
- Affleurements actuels de Permo-carbonifère
- Calcschistes "farcis" du Cénomano-Turonien
- Calcschistes cénomano-turoniens gris ou noirs.

G. Sommet du Galibier — P. Col de la Ponsonnière
L. Aiguillette du Lauzet — Q Sommet du Queyrellin
C. Lac de Châtelard — GM. Grande Manche.

2) La répartition des clastes quartzitiques et des niveaux de schistes et de calcschistes gris-noir dans la formation du Crétacé supérieur est très localisée (Pic de la Bruyère, Clot des Vaches) et pourrait avoir été déterminée par la désagrégation de reliefs constitués de quartzites werféniens et de grès et schistes houillers.

Ces deux faits semblent indiquer que les sédiments du Crétacé supérieur se sont déposés en discordance sur un paléoanticlinal ou sur un horst de Houiller, dont certaines parties, encore dénudées au Cénomanien-Turonien, fournissaient du matériel détritique aux calcaires argileux qui s'accumulaient en contrebas. Les signes de cette discordance sont encore visibles, comme à Roche des Béraudes, où les calcschistes du Crétacé supérieur sont directement en contact avec les quartzites werféniens, ou à l'Aiguillette du Lauzet, où les calcaires argileux du Crétacé supérieur semblent biseauter les termes triasiques (Anisien et Werfénien) ; quand ils ne sont plus visibles, ils peuvent être reconstitués, comme dans le cas du relief de Houiller aujourd'hui disparu qui devait se trouver peu au Nord ou au Nord-Est du Pic de la Bruyère (paléorelief des Cerces).

Passage aux aires voisines :

La suite vers le Sud de l'aire des Cerces n'est pas connue en raison des érosions, mais il n'est pas impossible qu'elle ait été constituée par l'aire du Grand Bois qui présentait un type de série comparable, quoique plus condensée encore, et un substratum triasique également assez mince puisque les sédiments du Mésozoïque y reposaient sur les calcaires anisiens.

XIII.3.4.3. Aire du Galibier

Coupes types : Galibier, Rochers Plats du Lac Blanc, Gâteau (PC 2986).

Principales caractéristiques : 1) Morphologie complexe entraînant une grande variabilité latérale de la série. 2) Base du Malm représentée par une alternance de brèches et d'encroûtements ferromanganifères. 3) Forte instabilité entraînant : a) le dépôt de brèches au Callovien-Oxfordien-Kimméridgien ; b) des glissements de sédiments et la création de filons synsédimentaires ; c) une nodularisation inhabituelle des sédiments tithoniques et berriasiens. 4) Milieu pratiquement toujours oxygéné. 5) CCD probablement approchée au début du Malm et au Vracono-Turonien pour les points les plus bas.

Etendue :

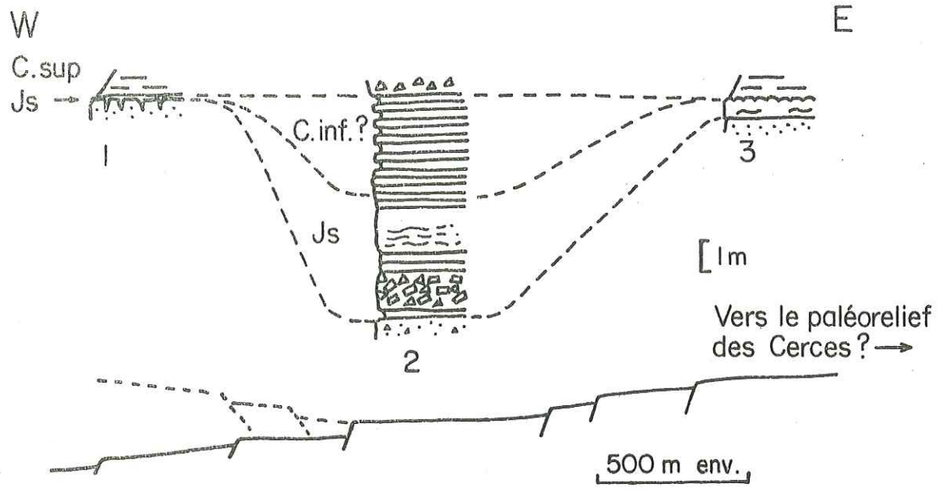
Cette aire recouvre la partie la plus externe du Briançonnais à la latitude du Galibier : sa série est visible aux affleurements du sommet du Galibier et de son arête orientale, des Rochers Plats du Lac Blanc, de Roc Termier et de Roche Colombe, du Grand Lac et du couloir qui s'en élève pour rejoindre le col de la Ponsonnière , au synclinal du Pic de la Bruyère et du Clot des Vaches.

Morphologie (fig. XIII.14).

La morphologie de l'aire du Galibier était très accidentée :

1) Les hauts-fonds, les falaises, les gradins y étaient nombreux. On peut distinguer ainsi des hauts-fonds en plusieurs points :

a) de l'Oxfordien jusqu'au Cénomanien au moins, au sommet du Galibier, où affleure une série assez complète, mais extrêmement condensée et composée de minces placages de sédiments ou des seuls remplissages de filons sédimentaires ouverts dans le Jurassique moyen ;



a. Transversale E-W du Galibier

1. Coupe du Galibier 2. Coupe du P.C. 2925 3. Coupe du Gâteau (P.C. 2986).

Le profil figuré représente la morphologie du fond pendant la période s'étendant du Callovo-Oxfordien (âge probable du niveau inférieur de brèches au P.C. 2925) au Cénomanien (âge probable du niveau supérieur de brèches dans la même coupe). Le pointillé figuré à gauche de la figure présente une alternative possible pour la région du Galibier.

b. Transversale SW-NE du Clot des Vaches.

1. Coupe du flanc normal du synclinal Clot des Vaches Bruyère. 2. Coupe du flanc inverse du même synclinal
a: carbonates du Trias moyen, surmontés par des brèches "sans matrice", d'origine peut-être continentale (Lias sup.-Dogger inf.?)
b: olistolites de carbonates du Trias et de calcaires du Malm, dont une partie a pu se déposer au Jurassique supérieur, l'autre au Vraconien ou au Crétacé supérieur.
c: calcaires anisiens.

Le profil figuré en dessous des coupes représente la morphologie du fond au Vraconien ou au début du Crétacé supérieur. Le profil du fond était peut être assez semblable au Malm, mais nous avons moins d'arguments pour l'établir.

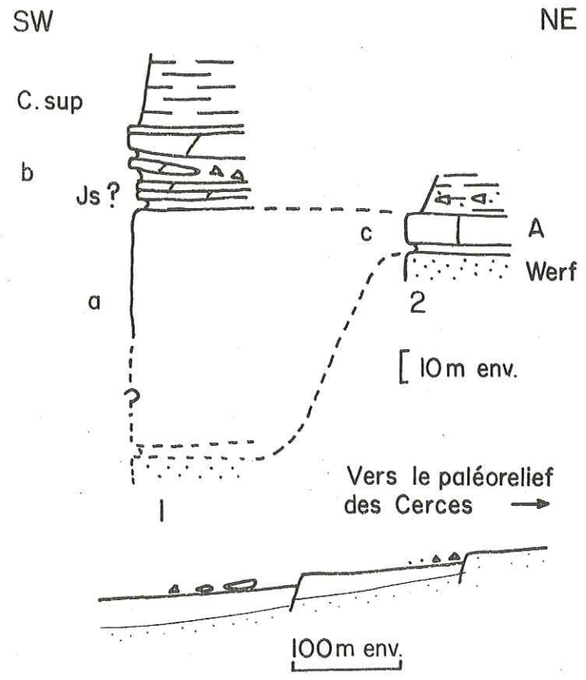


Fig. XIII-14 - Aire du Galibier : diverses coupes et profils possibles du fond marin sur deux transversales.

b) durant la même période, au point coté 2986, qui montre une série réduite, sans brèches, avec un Malm de 40 centimètres d'épaisseur, surmonté par un encroûtement silicophosphaté semblable à ceux qui se trouvent dans la même position dans l'aire de Peyre-Haute ;

c) au Malm, dans le versant nord de Roche Colombe, où les sédiments ne sont présents que dans les filons sédimentaires.

2) Les indices de pentes sont également nombreux, surtout dans les sédiments du Malm et du Crétacé inférieur : déformations dues à des glissements (Rochers Plats du Lac Blanc, "Gisement des Ammonites" ; Pl. II, ph. 3) ou à une mise en place dynamique, en une seule fois, d'une brèche, comme celle qui surmonte les calcaires noduleux du Crétacé inférieur aux Rochers Plats du Lac Blanc (Pl. VI, ph. 4, 5 et 6), réduction de la série, lacunes, avec çà et là quelques lentilles de brèches (couloir Grand Lac-Ponsonnière).

3) Les dépressions recevaient les sédiments les plus abondants. On peut localiser ces dépressions relatives aux Rochers Plats du Lac Blanc, où la série est relativement épaisse et comporte des brèches, et au Clot des Vaches, où les calcschistes du Crétacé supérieur sont farcis d'éléments détritiques provenant probablement de l'aire des Cerces voisine.

Tectonique :

L'aire du Galibier enregistre la tectonique callovo-oxfordienne, qui provoque le dépôt des brèches les plus épaisses de la série. Il semble d'ailleurs que l'activité tectonique se poursuive ici plus tard que dans le reste du domaine briançonnais, puisque les sédiments kimméridgiens reçoivent encore des clastes de carbonates triasiques (Clot des Vaches).

L'aire du Galibier enregistre ensuite une deuxième crise tectonique comme l'attestent les brèches situées à la base des termes du Crétacé supérieur. Cette crise pourrait être albo-cénomanienne, comme dans l'aire de Queyrellin-Tête Noire, mais je n'ai pu le démontrer, faute d'avoir pu trouver une microfaune caractéristique dans la matrice des brèches. Une activité tectonique est néanmoins certaine au Cénomanien supérieur, comme en témoignent les calcschistes farcis datés de cet âge et situés au Pic de la Bruyère et au Clot des Vaches.

Profondeur :

Les sédiments déposés sur les points probablement les plus bas (Rochers Plats du Lac Blanc, Clot des Vaches) montrent la succession suivante : 1) brèches et microbrèches à matrice siliceuse rare (Callovo-Kimméridgien ?) ; 2) brèches à matrice carbonatée pratiquement azoïque (Callovo-Kimméridgien ?) ; 3) calcaires noduleux contenant seulement des tests calcitiques, comme des *Aptychi* et des rostres de bélemnites (Kimméridgien-Tithonique) ; 4) calcaires noduleux à ammonites et foraminifères (Berriasien). Malgré des remaniements susceptibles de troubler la continuité de cette évolution, on peut interpréter cette succession comme des dépôts de sédiments à des profondeurs progressivement décroissantes, relativement à la CCD bien sûr : 1) sous la CCD ; 2) et 3) sous la Foram-CD ; 4) au dessus de la Foram-CD et de l'ACD, sauf si des remaniements en masse ont amené ces sédiments en dessous de ces niveaux, sans que les ammonites qu'ils contiennent aient eu le temps d'être dissoutes, parce qu'elles étaient enfouies. Partout ailleurs, nous avons peu d'éléments pour reconstruire les paléoprofondeurs, en raison de la vacuité de la sédimentation ; nous pouvons seulement supposer, pour les sédiments situés au sommet du Galibier ou au Gâteau, qu'ils se sont probablement déposés à moindre profondeur que les sédiments situés aux Rochers Plats du Lac Blanc.

Des profondeurs importantes vis-à-vis de la CCD semblent être de nouveau atteintes au Cénomano-Turonien où des calcschistes siliceux se déposent sur les points les plus bas (Clot des Vaches).

XIII.3.5. Aire du Grand Bois

Coupes types : Grand Bois, Rocher Blanc.

Principales caractéristiques :

L'aire du Grand Bois *sensu stricto* n'est véritablement individualisée que pendant la période Malm-Crétacé inférieur ; elle constitue alors le prolongement vers le Sud du haut-fond des Cerces ou d'une partie de la pente du Galibier. Après le Vraconien ou après le Turonien, elle fait partie de l'aire Grand Bois-Olive.

Ses principales caractéristiques rappellent celles des aires du Galibier et des Cerces : 1) le Malm est souvent absent ; quand il est présent, il est peu épais, souvent bréchique et peut comporter à sa base des placages de calcaire à posidonomyes ; 2) le Crétacé inférieur est souvent présent, sous la forme de niveaux peu épais de calcaires noduleux.

Etendue : Elle comprend la majeure partie de la troisième écaille, à l'exception de sa partie orientale (Notre Dame des Neiges).

Morphologie, environnement :

Comme l'aire des Cerces et une partie de l'aire du Galibier, l'aire du Grand Bois était probablement un haut-fond présentant çà et là des reliefs générateurs de brèches (fig. XIII.15). Les pentes nombreuses et l'exposition aux courants provoquaient une condensation générale de la sédimentation et, par places, des lacunes totales de sédiments ou des biseaux stratigraphiques (Pl. I, ph. 3). Ce haut-fond s'inclinait probablement vers l'Est pour se raccorder à l'aire de Tête Noire-Queyrellin ou à celle de Briançon : en effet, les sédiments déposés au Crétacé inférieur dans la partie orientale de l'aire sont des calcaires subnoduleux à cherts, qui effectuent la transition avec les calcaires à cherts déposés au même âge dans le sillon de Briançon.

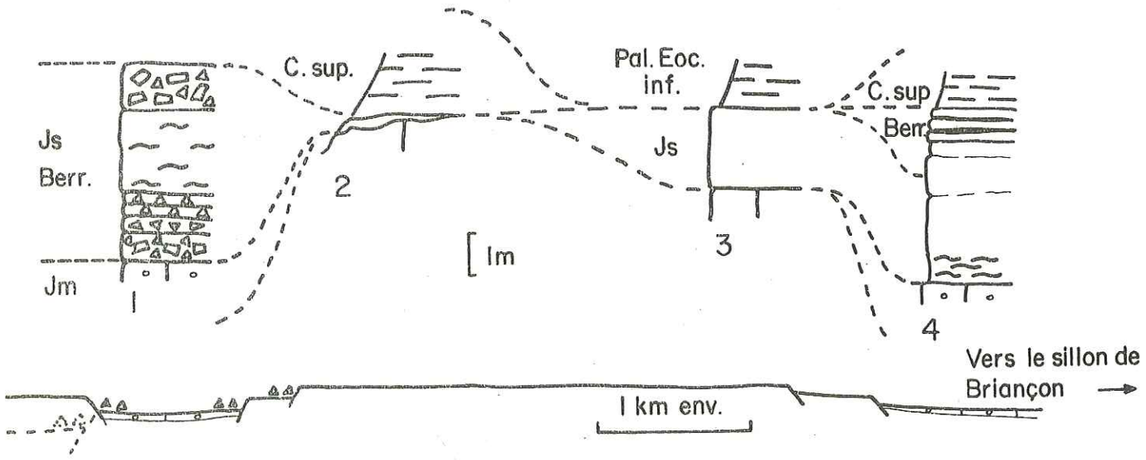


Fig. XIII-15 - Aire du Grand Bois : quelques coupes et profil possible du fond marin au Jurassique supérieur-Berriasien.

Le haut-fond du Grand Bois s'approfondit vers l'E comme le montrent l'érosion moindre du substratum anté-Malm et l'évolution des faciès du Berriasien. L'affinité de la coupe de la crête du Grand Bois avec les coupes du Galibier suggère que, peut-être, s'amorçait à cet endroit la pente devant mener au sillon de Champcella.

1. Coupe de la crête du Grand Bois 2. Coupe du Grand Bois 3. Coupe du col de Serre Chevalier 4. Coupe du Rocher Blanc.

L'environnement était généralement oxygéné, comme le montre la couleur dominante des sédiments, rouge ou rose ; cette couleur vire au gris dans certains niveaux de la partie orientale de l'aire, comme les calcaires du Crétacé inférieur, annonçant les sédiments déposés en milieu plus confiné du sillon de Briançon voisin.

XIII.3.6. Aire de Grand Bois-Olive.

Coupes types : Grand Bois, Pisse.

Principales caractéristiques : haut-fond instable, mais surtout balayé par des courants, entraînant une extrême condensation des sédiments en général, et en particulier une lacune à la fin du Maestrichtien et au début du Paléocène, pendant laquelle se forment des nodules ferromanganifères et phosphatés.

Etendue :

Cette aire s'individualise au Vraconien ou au Turonien. Elle est alors constituée par la réunion de l'ancienne aire du Grand Bois, de la région de Clot la Cime, qui appartenait à l'aire de Peyre-Haute, de l'ancienne aire du Fort de l'Olive, de la région de Roche Gautier qui jusqu'alors avait appartenu au sillon de Briançon, et enfin de la région de Clot des Fonds, qui faisait auparavant partie de l'aire de Souliers.

Paléogéographie.

L'aire de Grand Bois-Olive se présentait probablement comme un long plateau orienté E-W, assez accidenté dans le détail, comme l'atteste la présence de brèches peu épaisses, mais fréquentes. Elle devait surtout être balayée par des courants, qui empêchaient une sédimentation normale et entraînaient des condensations spectaculaires (Cf. coupes de la Pisse et du Grand Bois) ou des lacunes complètes du Crétacé supérieur (Roche Gautier, Carrière de la Lame, certaines coupes de Serre Chevalier). Il semble, et c'est là la caractéristique majeure de cette aire, qu'un régime particulièrement violent et constant de courants se soit installé à la fin du Maestrichtien et, apparemment, pendant une bonne partie du Paléocène, empêchant toute accumulation de particules sédimentaires.

L'environnement sur ce plateau était certainement très oxygéné ; seules les concrétions vertes chloriteuses des nodules pourraient peut-être être comprises comme la marque d'épisodes réducteurs répétés dans un contexte globalement oxygéné.

Passage aux aires voisines :

Le passage vers le Sud à l'aire de Peyre-Haute, a pu s'effectuer par une pente en gradins inclinée vers le Sud, dont l'aire de la Condamine et du Sablier devait constituer un des gradins médians, où le taux de sédimentation était plus fort, et les nodules du Paléocène moins bien exprimés. Cette pente devait finir par se raccorder vers le bas à la dépression de Peyre-Haute ou à l'ancienne aire des Aiguillons qui ne présentait plus alors de véritable personnalité.

La transition vers le Nord devait également s'effectuer assez progressivement vers l'aire des Cerces, peut-être un peu plus profonde, mais en relief relatif vis à vis des aires qui l'encadraient. Cependant, les sédiments qui auraient pu traduire cette transition n'existent plus à l'affleurement.

XIII.4. CONCLUSION

Les aires de sédimentation sont de trois types :

1) *Les plateaux relativement stables*, tout au moins pendant la majeure partie de leur histoire : c'est le cas des aires de Peyre-Haute et du Fort de l'Olive jusqu'au début du Crétacé supérieur. Ces aires sont caractérisées par la rareté des brèches, par des lacunes de sédimentation quasi générales au Callovien (?)-Oxfordien inférieur, au Crétacé inférieur, et par le caractère noduleux des calcaires du Malm.

2) *Les sillons relativement stables :* C'est le cas des aires de Champcella et de Briançon, jusqu'au Turonien au moins. Ces sillons sont caractérisés par :

a) des séries sédimentaires apparemment complètes, sans lacunes sédimentaires ;

b) le dépôt d'argilites et de radiolarites au Callovo-Oxfordien d'une part, au Vracono-Cénomanien d'autre part ;

c) le dépôt de calcaires à cherts au Malm et au Crétacé inférieur ;

d) une couleur des sédiments généralement grise à gris-bleu, traduisant un environnement plutôt confiné.

3) *Les aires intermédiaires* assurant souvent la transition entre les aires des deux types précédents. Les aires intermédiaires sont en général accidentées de reliefs divers (hauts-fonds, falaises, gradins). Les sédiments qui s'y déposent portent les marques de cette morphologie complexe : déformations dues à des glissements sur des pentes, hiatus sédimentaires, présence de formations détritiques diverses. L'environnement était en général oxygéné.

L'évolution de ces différentes aires et de leurs rapports mutuels, c'est-à-dire l'évolution du domaine briançonnais dans son ensemble, fera l'objet du chapitre suivant.

CHAPITRE XIV - EVOLUTION DU DOMAINE BRIANCONNAIS

	Page
XIV.1. EVOLUTION DE LA MORPHOLOGIE	215
Préliminaires	215
XIV.1.1. Callovo-Oxfordien inférieur	215
XIV.1.2. Oxfordien moyen-Berriasien	221
XIV.1.3. Berriasien-Valanginien à Albien moyen	221
XIV.1.4. Vraconien-Eocène inférieur	221
XIV.2. CONDITIONS D'OXYDOREDUCTION. COURANTS	228
XIV.3. ACTIVITE TECTONIQUE. STABILITE DU FOND	229
XIV.4. VARIATIONS DE PROFONDEUR DU FOND ET DES NIVEAUX DE COMPENSATION	232
XIV.5. CONCLUSION	232

CHAPITRE XIV. EVOLUTION DU DOMAINE BRIANCONNAIS

L'évolution du domaine briançonnais entre le Malm et l'Eocène inférieur est résumée dans ses grandes lignes sur les figures XIV.1 (nature des sédiments déposés et lacunes) et XIV.2 (reconstitution des pentes, des courants, du degré d'oxydation, du degré d'instabilité, de la profondeur).

XIV.1. EVOLUTION DE LA MORPHOLOGIE

Préliminaires :

L'étude sédimentologique a révélé l'existence à tout âge de reliefs accidentant le fond de la mer briançonnaise, mais n'a pas permis, sauf peut-être en ce qui concerne la faille turono-coniacienne des Cerces (voir chap. XIII et ci-dessous), d'en reconstituer le tracé ; je serai donc obligé, sur les schémas reconstitutifs, d'estimer la direction de ces accidents. L'hypothèse qui m'a semblé la plus plausible est celle où les directions suivent les lignes générales de la morphologie du fond briançonnais, qui peuvent être, elles, plus facilement reconstituées, statistiquement, par la répartition des faciès et des caractères sédimentaires (fig. XIV.4, 5, 6, 7, 8). Ces lignes générales sont orientées suivant deux directions principales :

1) La direction la plus importante est longitudinale, probablement parallèle à la marge et orientée approximativement à N 340° ; c'est la direction de la faille des Cerces, des limites des sillons de Champcella et de Briançon-Beaudouis, des aires de Roche Charnière et des Aiguillons, du bord occidental de l'aire de Peyre-Haute, et probablement des frontières des aires du Galibier, des Cerces et de Queyrellin-Tête Noire.

2) Une autre direction, moins fréquente, est transverse et approximativement E-W ; c'est celle de la zone de failles de la Pisse et peut-être des terminaisons sud des sillons de Champcella et de Beaudouis ; cette direction prend une importance toute particulière au Crétacé supérieur et au Paléocène, avec la naissance de l'aire de Grand Bois-Olive.

Ainsi donc, dans la mesure du possible, les reliefs de détail seront limités sur les schémas reconstitutifs par des accidents à N 340° et E-W ; le lecteur devra cependant rester conscient qu'il ne s'agit là que d'hypothèses.

XIV.1.1. Callovo-Oxfordien inférieur

Au Bathonien supérieur, le domaine briançonnais n'est encore qu'une plate-forme profonde sur laquelle se déposent des grainstones et des packstones à oncolites, oolites, entroques, pellets, etc. (MERCIER, 1977). Cette plate-forme s'effondre au Callovien ou à l'Oxfordien inférieur et devient un domaine accidenté et profond, *qui désormais changera peu jusqu'au Vraconien*. La figure XIV.3 montre la répartition des principaux faciès et figures sédimentaires pouvant servir à la reconstitution de cette morphologie ; un essai de reconstitution

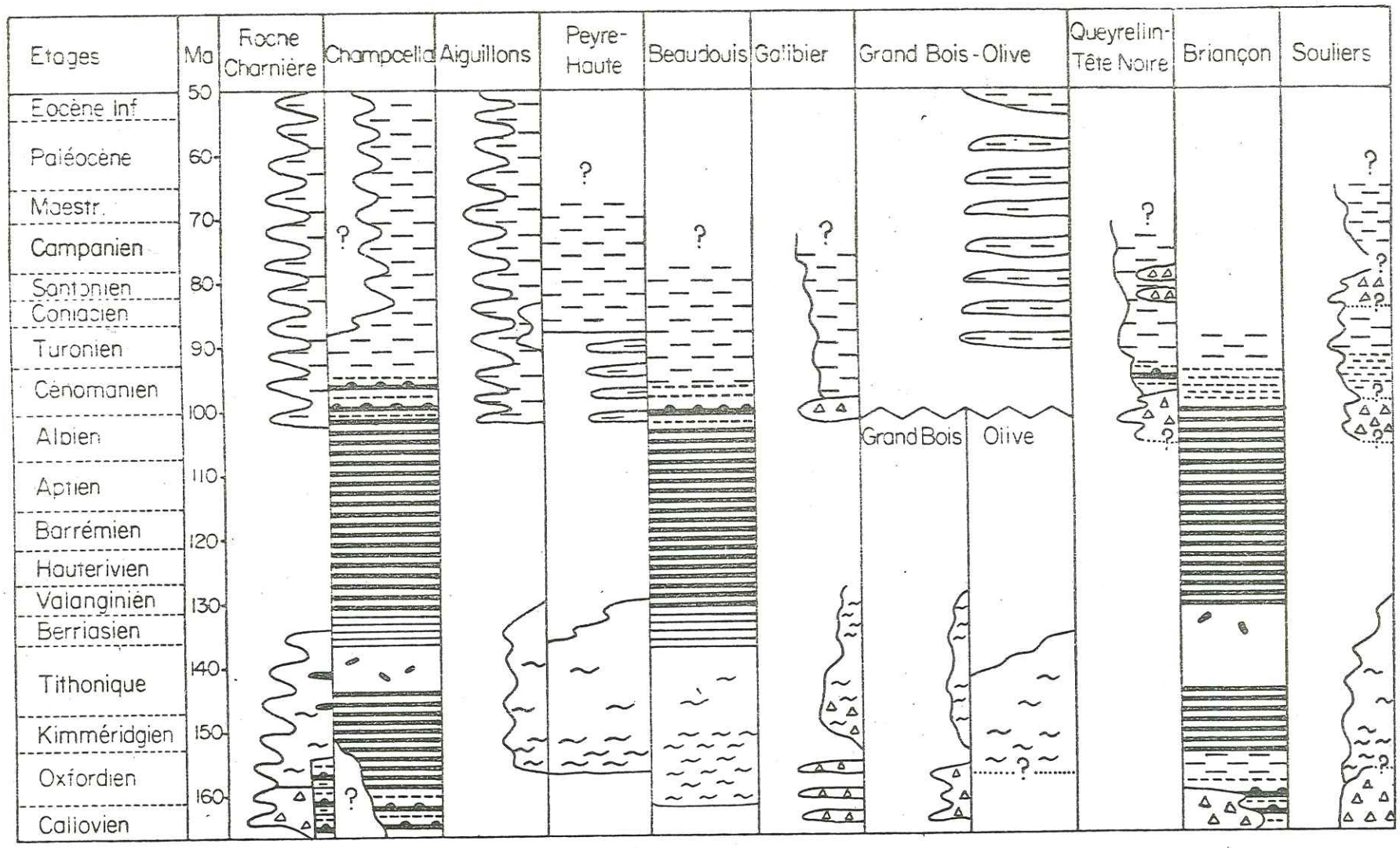


Fig. XIV-1 - Nature des sédiments déposés et lacunes de sédimentation en Briançonnais

Brèche — Argilite — Calcaires argileux — Calcaires noduleux
Radiolarites — Cherts — Calcaires à cherts — Calcaires lités
Lacunes

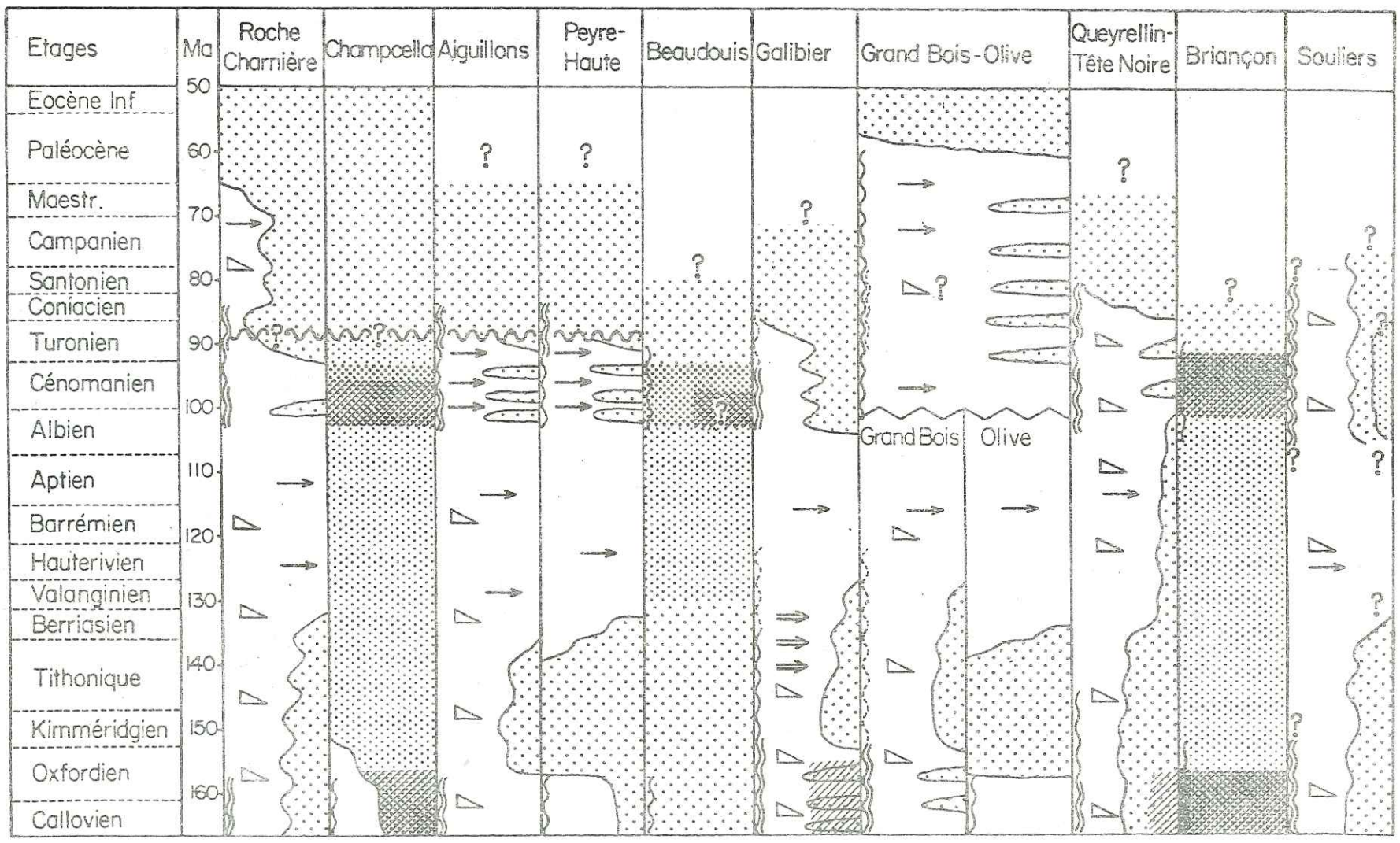


Fig. XIV-2 - Reconstitution des pentes, des courants, du degré d'oxydation, du degré d'instabilité, de la profondeur du fond pour l'ensemble des aires de sédimentation briançonnaises.

Grande instabilité tectonique — Instabilité tectonique moyenne
Prof. > CCD — Pente — Courant probable
Courant prouvé — Confinements d'intensité décroissante
Enregistrement d'un grand évènement tectonique

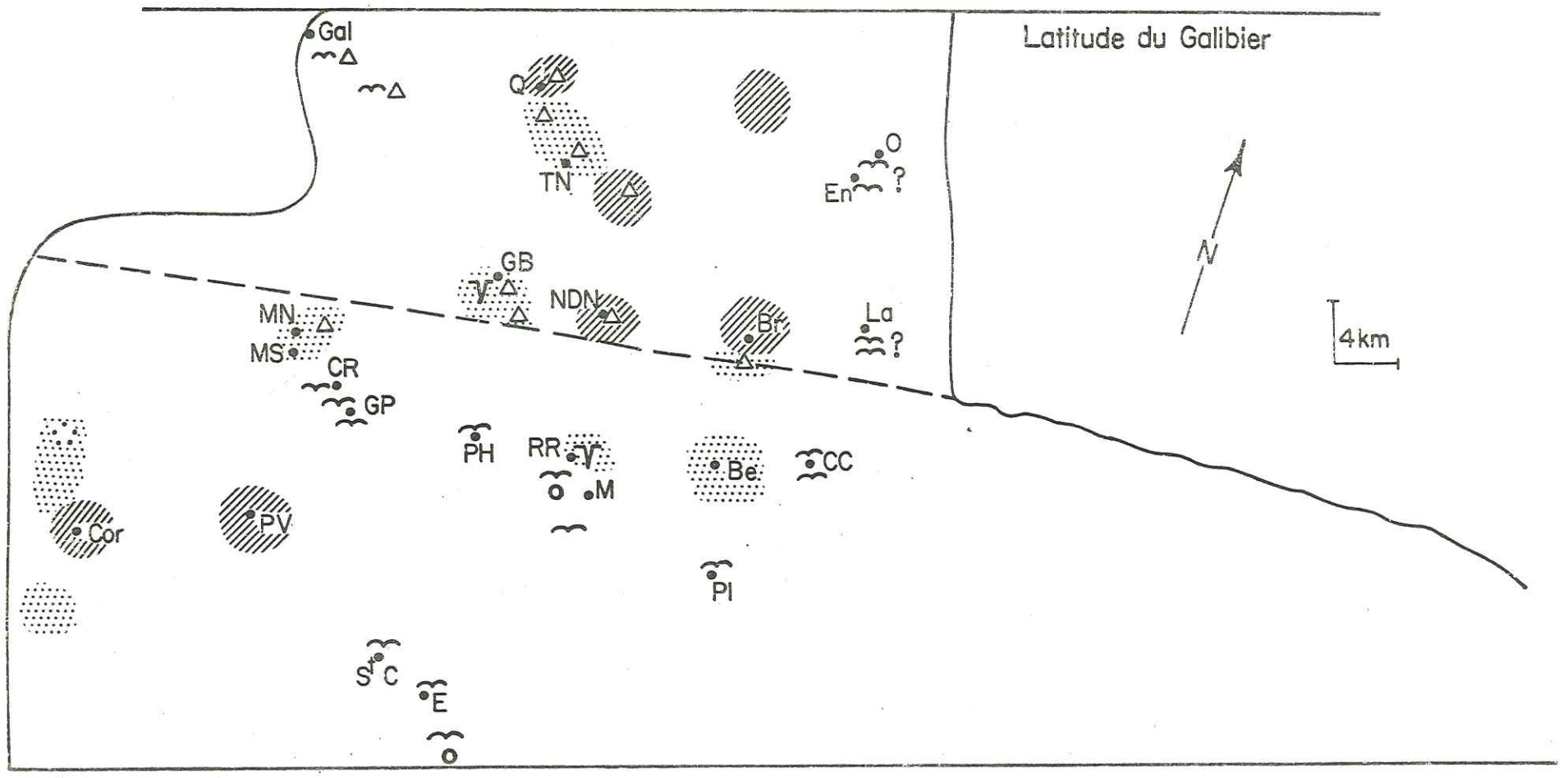


Fig. XIV-3 - Répartition des principaux faciès et figures sédimentaires pouvant servir à la reconstitution de la morphologie du fond briançonnais au Callovien-Oxfordien inférieur.

Schistes et/ou radiolarites ⁘ Calcaires à posidonomyes ou calcschistes azoïques △ Brèches
∴ Microbrèches ~ Encroûtements minéralisés et/ou hard-grounds o Nodules minéralisés
Filon sédimentaire.

La signification des abréviations des noms de lieux est donnée par la figure XIII.1.

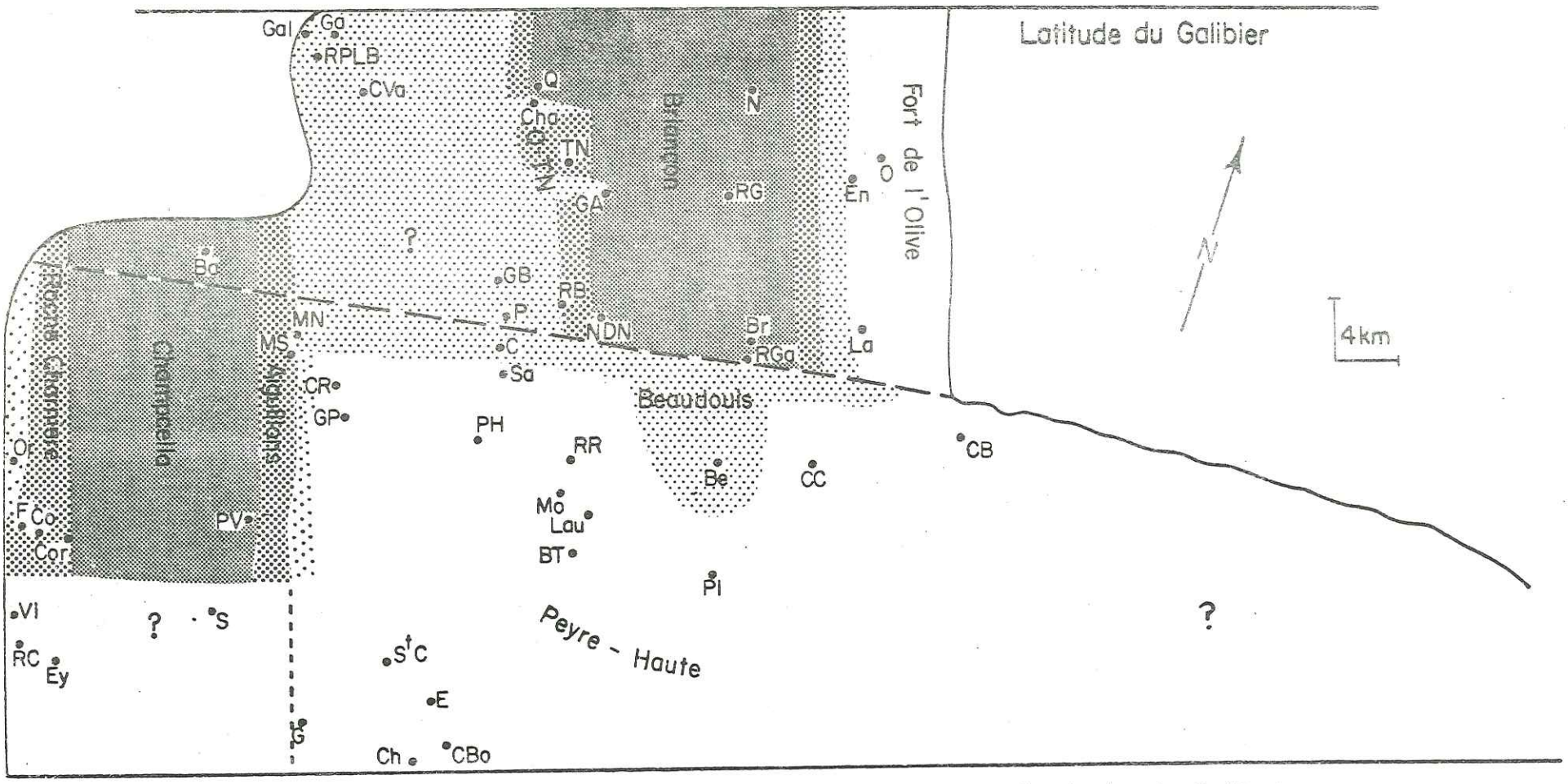


Fig. XIV.4. Le domaine briançonnais au Callovo-Oxfordien : carte des profondeurs relatives, reconstituées grâce à l'étude des faciès et des figures sédimentaires (nature et répartition).

Zones supposées être sous la CCD Zones supposées être sous la FCD
Zones situées au-dessus de la FCD, et correspondant à deux degrés décroissants de profondeur.
Zone de fractures de la Pisse.

Cette figure est construite à l'aide de critères tels que la répartition des sédiments non carbonatés (supposés se déposer sous la CCD), la répartition du matériel détritique et des figures sédimentaires, l'existence de lacunes sédimentaires prouvant une action des courants sur des hauts-fonds, la nature et l'épaisseur du substratum des sédiments du Malm (donnant des indications sur l'importance des érosions ayant précédé le dépôt de ces sédiments), etc. On peut mettre ainsi en évidence les zones profondes (Briançon, Champcella, une partie de Queyrellin-Tête Noire), le sillon de Beaudouis, en dépression par rapport au plateau de Peyre-Haute mais moins profond que le sillon de Briançon, la dépression de Tête Noire (située toutefois au-dessus de la CCD à cette époque), et les deux reliefs situés au lac de Châtelard et au NW du Grand Aréa.

de cette morphologie est donné sous la forme d'une carte bathymétrique par la figure XIV.4. Malgré de nombreuses imprécisions, concernant surtout l'orientation des failles fossiles, on peut cependant considérer comme très probable les éléments morphologiques suivants :

1) Le sillon de Briançon s'individualise. Il est bordé :
. à l'Ouest, par la pente de Queyrellin-Tête Noire, accidentée de hauts-fonds (arête N-W du Grand Aréa, Châtelard) et de dépressions (Tête Noire, sommet du Queyrellin), caractérisée par une sédimentation évoluant très vite latéralement et trahissant une forte instabilité du fond ;
. à l'Est, par une pente peut-être plus douce et surtout moins accidentée, où les brèches semblent absentes ;
. au Sud par une probable succession de gradins raides (failles de la Pisse) faisant la jonction avec les aires de Beaudouis et de Peyre-Haute et dont l'érosion alimente en contrebas des brèches assez épaisses (Rocher Gafouille).

2) Le sillon de Beaudouis s'ébauche, en légère dépression par rapport à l'aire de Peyre-Haute, mais beaucoup moins profond que le sillon de Briançon, comme le montre la nature carbonatée des sédiments qui s'y déposent.

3) Le sillon de Champcella apparaît, semblant s'approfondir par le Nord, où se situent apparemment toutes les coupes présentant à leur base des schistes et des radiolarites (1).
Les deux versants de ce sillon étaient :
. à l'Ouest, l'aire de Roche Charnière, pente accidentée de gradins où peu de sédiments pouvaient s'accumuler, sauf dans de légères dépressions comme au Rochas Roux, où les calcaires à posidonomyes semblent constituer la suite normale des microbrèches du Dogger, ou dans des diaclases ouvertes dans le substratum (Dogger, Trias) par les contraintes tectoniques, ou encore dans les interstices subsistant entre les éléments des brèches.
. à l'Est, la pente des Aiguillons, sur laquelle nous savons peu de choses, mais qui devait être approximativement symétrique de la pente de Roche Charnière.

4) Les aires de Peyre-Haute et du Fort de l'Olive, et probablement également les aires des Cerces et du Grand Bois, constituent les points hauts de la morphologie. La topographie du plus grand et du mieux connu d'entre eux, Peyre-Haute, était vraisemblablement assez plate, avec çà et là quelques reliefs soumis à l'érosion, comme dans les environs du Rocher Roux et de la Moulière. Les sédiments ne pouvaient alors s'accumuler sur aucune de ces aires, soit qu'ils glissaient vers les sillons voisins sous l'effet des secousses sismiques, soit qu'ils étaient balayés de ces reliefs par des courants. Seuls s'y maintenaient des sédiments piégés dans des diaclases ouvertes sous l'effet de la distension (Cf. filons sédimentaires de calcaires à posidonomyes du Grand Bois et du Rocher Roux) et des sédiments construits, comme les encroûtements minéralisés.

---

(1) A l'exception peut-être des schistes et calcschistes signalés par J. DEBELMAS (1955) dans la digitation du Ponteil-L'Aubréau, et que j'ai examinés vers le hameau des Preyts : leur état extrêmement laminé ne permet pas d'y trouver des fossiles caractéristiques, ils ne semblent pas présenter de niveaux vraiment non carbonatés : il s'agit donc à mon avis de calcschistes, soit oxfordiens, soit plus probablement encore d'âge crétacé supérieur.

5) Une pente accidentée de gradins et de reliefs s'instaure sur l'aire du Galibier, où ne se formaient que des encroûtements ferromanganifères, là ou la pente et/ou les courants étaient trop forts, et des lits de brèches, là où les pentes diminuaient d'intensité.

6) L'aire de Souliers évolue de façon comparable à celle de Roche Charnière, mais enregistre des mouvements tectoniques plus amples et est soumise à des érosions plus intenses ; nous ne pouvons cependant être certains que l'effondrement de cette aire date précisément de cette période, puisque, en raison de leur recristallisation extrême, les sédiments qui s'y sont déposés n'ont pu être datés.

XIV.1.2. Oxfordien moyen-Berriasien

L'étude sédimentologique nous montre qu'à partir du Callovien-Oxfordien inférieur et jusqu'au Berriasien, la morphologie du fond varie très peu. Ceci nous autorise, pour pallier le trop petit nombre d'affleurements et les fréquentes lacunes présentées par les séries, à prendre en considération des faciès et des figures sédimentaires d'âges différents pour reconstituer une morphologie unique valable pour tout le Malm ; le plus grand nombre de données sédimentologiques ainsi obtenues nous permet alors d'affiner l'image que nous avions de cette morphologie à travers l'étude des sédiments callovo-oxfordiens.

Le résultat de cette reconstitution est présenté par la figure XIV.5, sous la forme d'une carte bathymétrique et par la figure XIV.6, sous la forme d'un dessin en perspective. Sur ces figures, seul le tracé des grandes lignes est argumenté ; de plus, le nombre de reliefs de détail est certainement très inférieur à ce qu'il devait être en réalité.

XIV.1.3. Berriasien-Valanginien à Albien moyen

La topographie du fond briançonnais reste pendant cette période approximativement la même que pendant la période précédente, avec quelques modifications de détail :

1) le sillon de Beaudouis s'affirme et s'approfondit ; les sédiments qui s'y déposent sont alors semblables à ceux des sillons de Champcella et de Briançon.

2) Il est possible que la partie sud du sillon de Champcella s'approfondisse.

3) Quelques nouveaux reliefs se créent sur l'aire de Queyrellin-Tête Noire, entre l'Aptien supérieur et l'Albien moyen, légèrement en avance sur la crise tectonique générale du Vraconien.

Cette morphologie du fond au Crétacé inférieur est représentée sur la figure XIV.7.

XIV.1.4. Vraconien-Eocène inférieur

Cette période est marquée par deux évènements importants : l'individualisation de l'aire Grand Bois-Olive, sur lequelle se développeront au Paléocène les nodules minéralisés, et l'inversion de relief entre les aires de Peyre-Haute et de Champcella, qui résulte soit de l'effondrement de la première, soit de

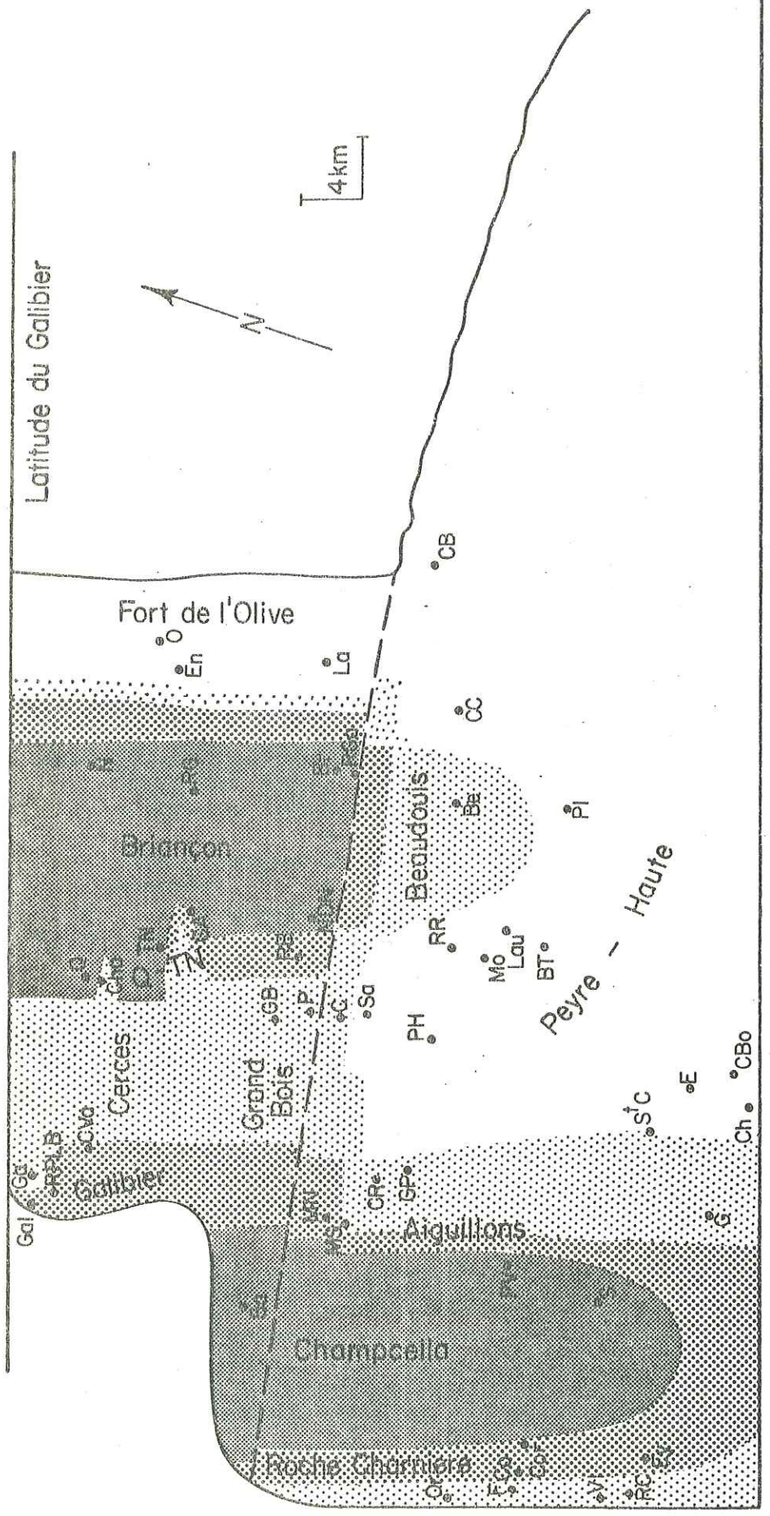


Fig. XIV.5. Le domaine briançonnais de l'Oxfordien au Berriasien : carte des profondeurs relatives, reconstituées grâce à l'étude des faciès et des figures sédimentaires (nature et répartition).

Zones situées à des profondeurs importantes

intermédiaires

relativement faibles

Zone de fractures de la Pisse

Les profondeurs des différentes zones présentent des écarts relatifs approximativement semblables à ceux qui ont été envisagés pour la période du Callovo-Oxfordien, mais se situent différemment par rapport aux niveaux de compensation des carbonates. Pour fixer les idées, les profondeurs les plus importantes figurées ici sont situées entre CCD et FCD à l'Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur.

La carte des profondeurs relatives entre Oxfordien et Berriasien est en bon accord avec la carte des profondeurs au Callovo-Oxfordien, mais permet d'affiner l'image du domaine, notamment en ce qui concerne l'aire du Galibier, du Grand Bois et le Sud de l'aire de Champcella.

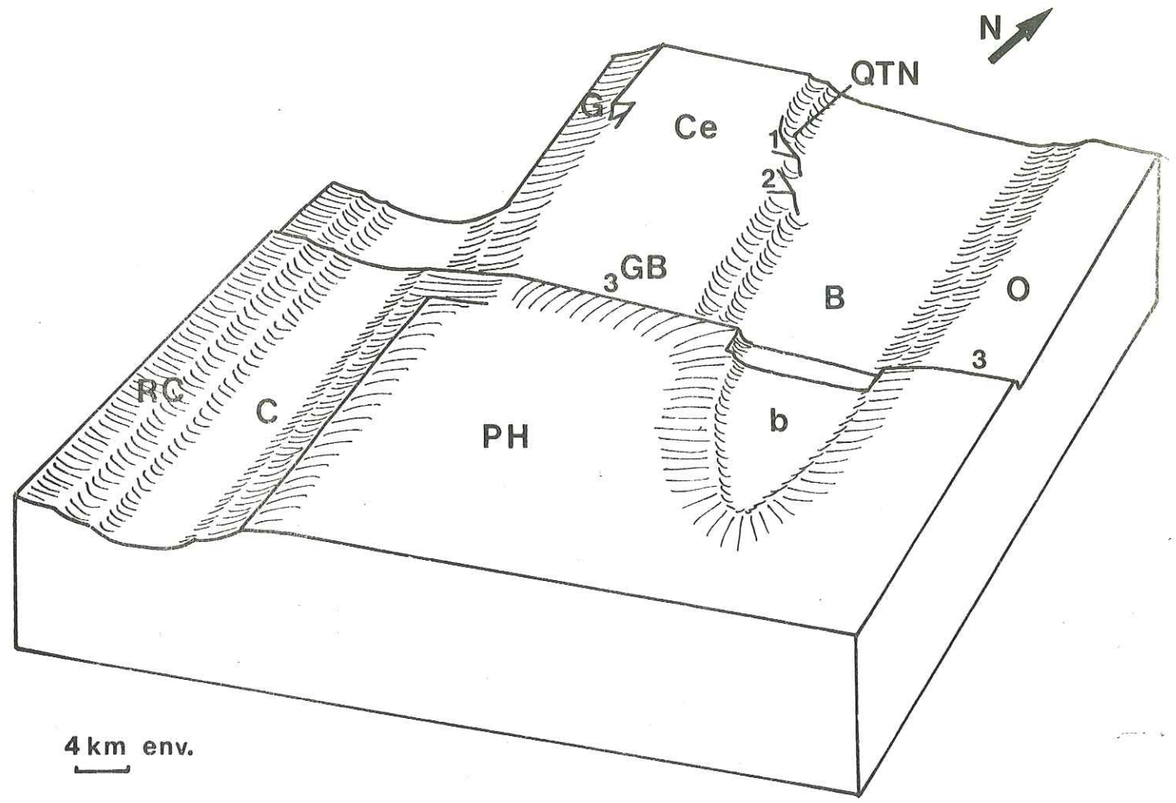


Fig. XIV-6 - Le domaine briançonnais au Malm (bloc diagramme).

RC. Aire de Roche Charnière C. Sillon de Champcella PH. Haut-fond de Peyre-Haute b. Sillon de Beaudouis G. Aire du Galibier Ce. Haut-fond des Cerces GB. Aire du Grand Bois QTN. Aire de Queyrellin-Tête Noire B. Sillon de Briançon O. Aire du Fort de l'Olive.

1. et 2. Paléoreliefs du lac du Châtelard et du NW du Grand Aréa.
3. Zone de failles de la Pisse.

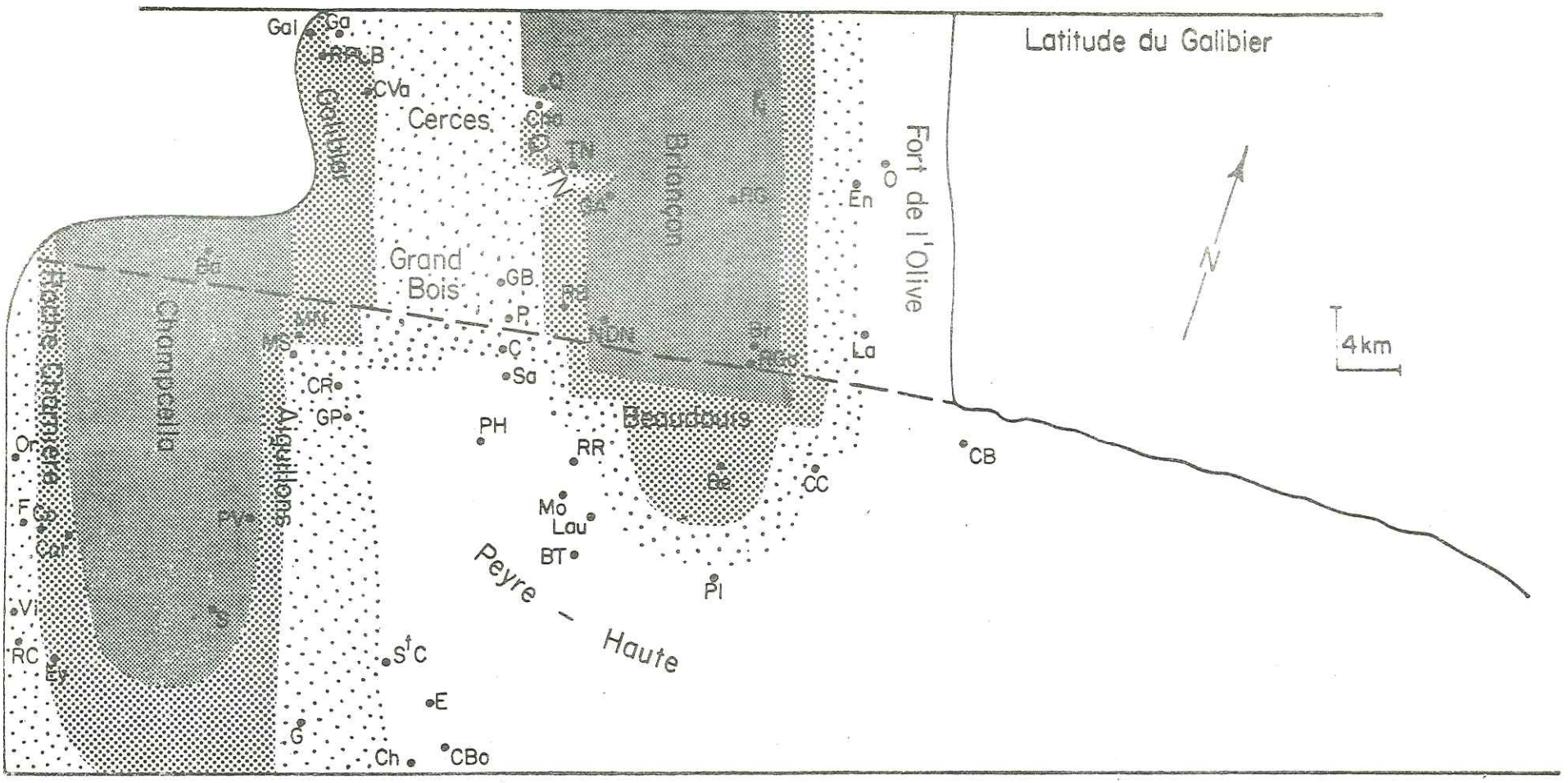


Fig. XIV.7. Le domaine briançonnais au Crétacé inférieur : carte des profondeurs relatives, reconstituées grâce à l'étude des faciès et des figures sédimentaires (nature et répartition)

Zones situées à des profondeurs : importantes
intermédiaires
relativement faibles

Pour fixer les idées, les zones les plus profondes seront situées sous la CCD ou au voisinage de celle-ci à la fin du Crétacé inférieur.

—— —— —— —— —— Zone de fractures de la Pisse.

La morphologie du domaine briançonnais au Crétacé inférieur est peu différente de celle qui l'a précédée au Malm. On peut toutefois noter une affirmation (un approfondissement ?) du sillon de Beaudouis.

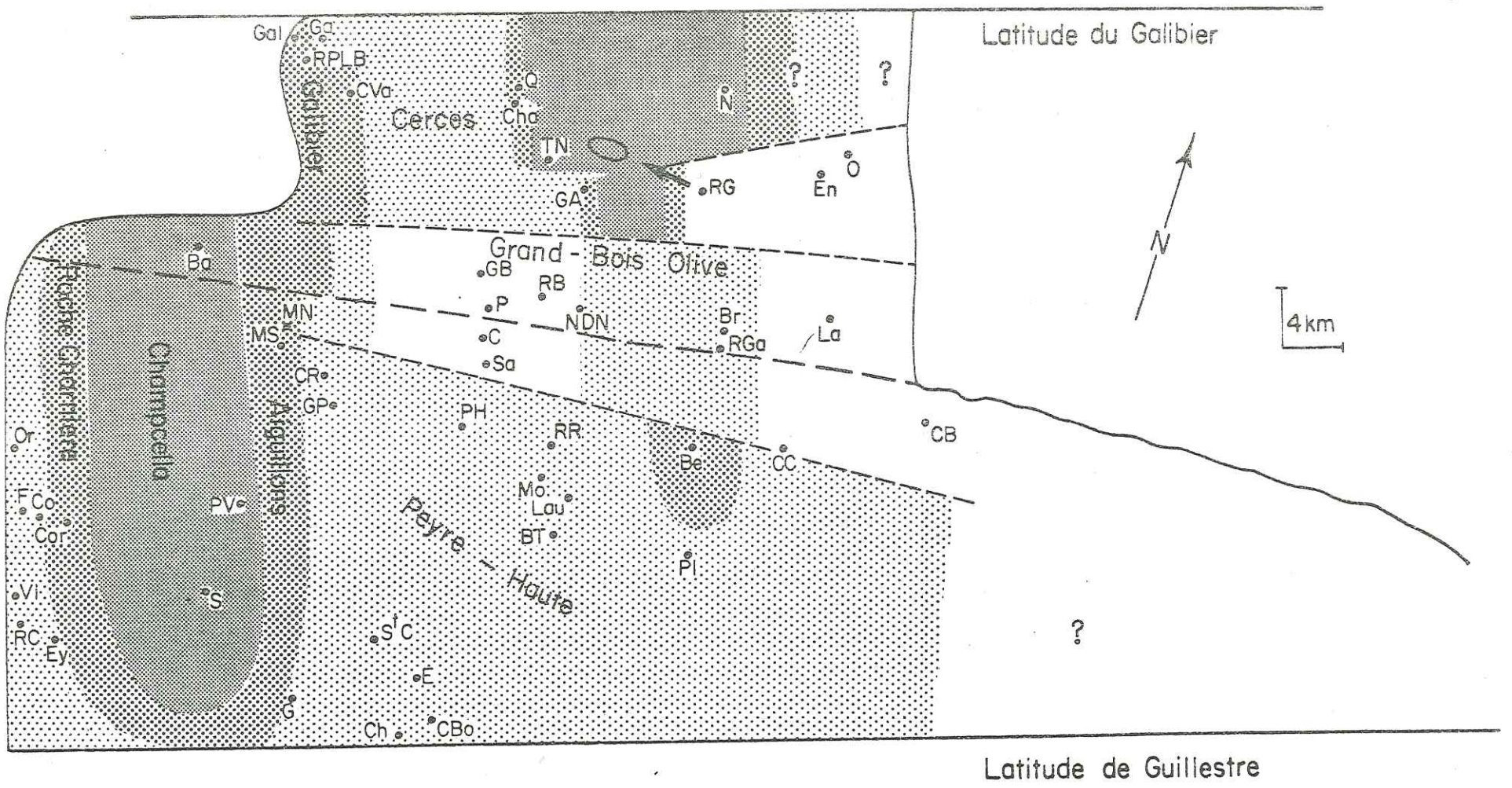


Fig. XIV.8. Le domaine briançonnais entre Vraconien et Turonien : carte des profondeurs relatives, reconstituées grâce à l'étude des faciès et des figures sédimentaires (nature et répartition).

Zone situées à des profondeurs : importantes
intermédiaires
relativement faibles

Olistolite —— —— —— —— Zone de failles de la Pisse —— —— —— —— Failles supposées

La période Vraconien-Turonien voit probablement l'individualisation de l'aire de Grand Bois-Olive. La surrection de certaines zones, comme celle de Roche Gautier, qui appartenaient auparavant au sillon de Briançon, a pu provoquer la production d'olistolites, comme celui qu'on peut observer sur l'arête des Rochers de Privé.

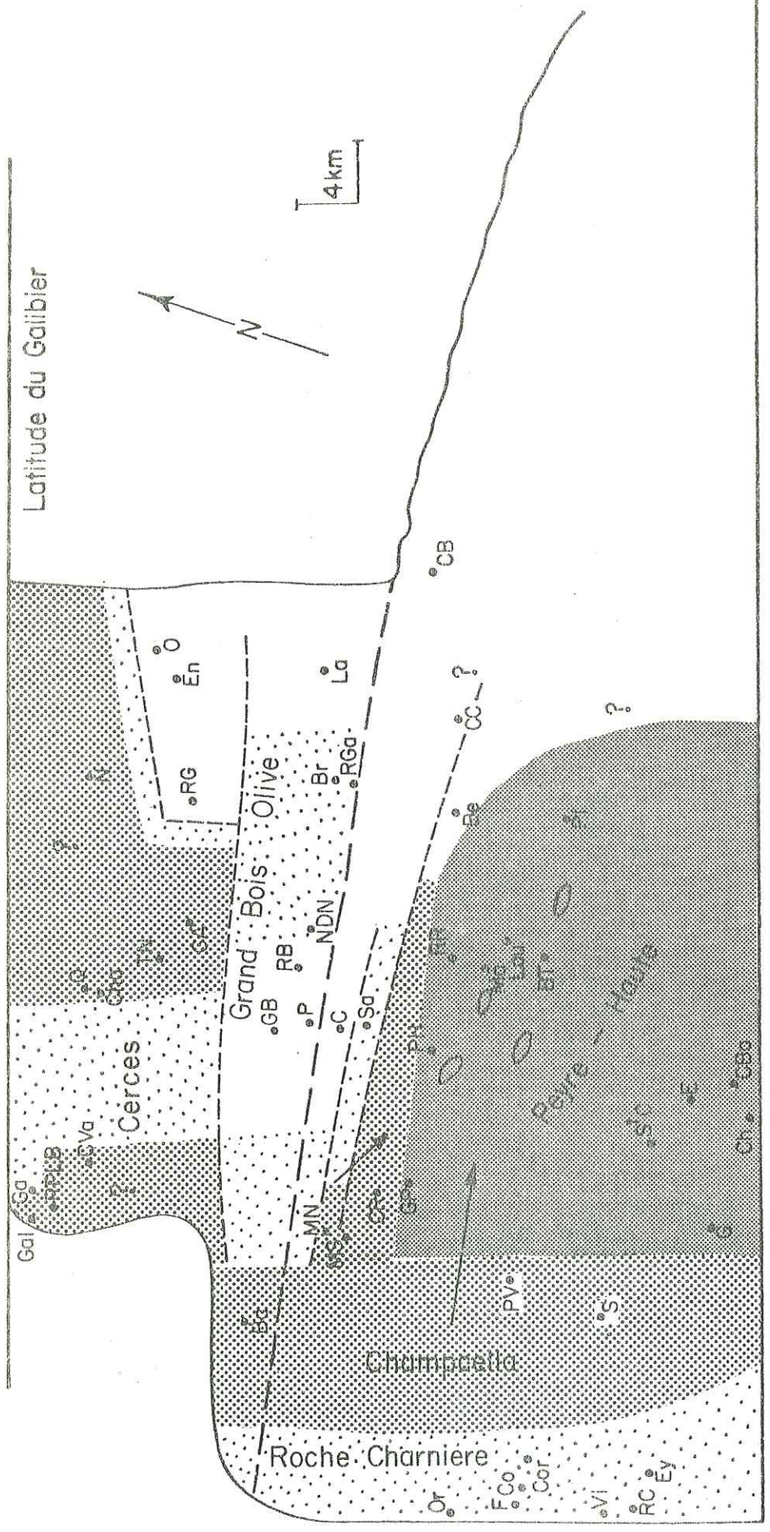


Fig.XIV.9. Le domaine briançonnais après l'événement turono-coniacien : carte des profondeurs relatives, reconstituées grâce à l'étude des faciès et des figures sédimentaires (nature et répartition).

Zones situées à des profondeurs : importantes
intermédiaires
relativement faibles

Olistolite — — — — Zone de fractures de la Pisse ———— failles supposées

Par rapport à la période précédente, le principal changement morphologique vient de l'inversion de relief Peyre-Haute/Champcella. Une certaine uniformisation des faciès intervient ailleurs, excepté sur le haut-fond de Grand Bois-Olive, où se déposent des sédiments de nature particulière (calcaires très peu argileux, nodules) et en très faible quantité.

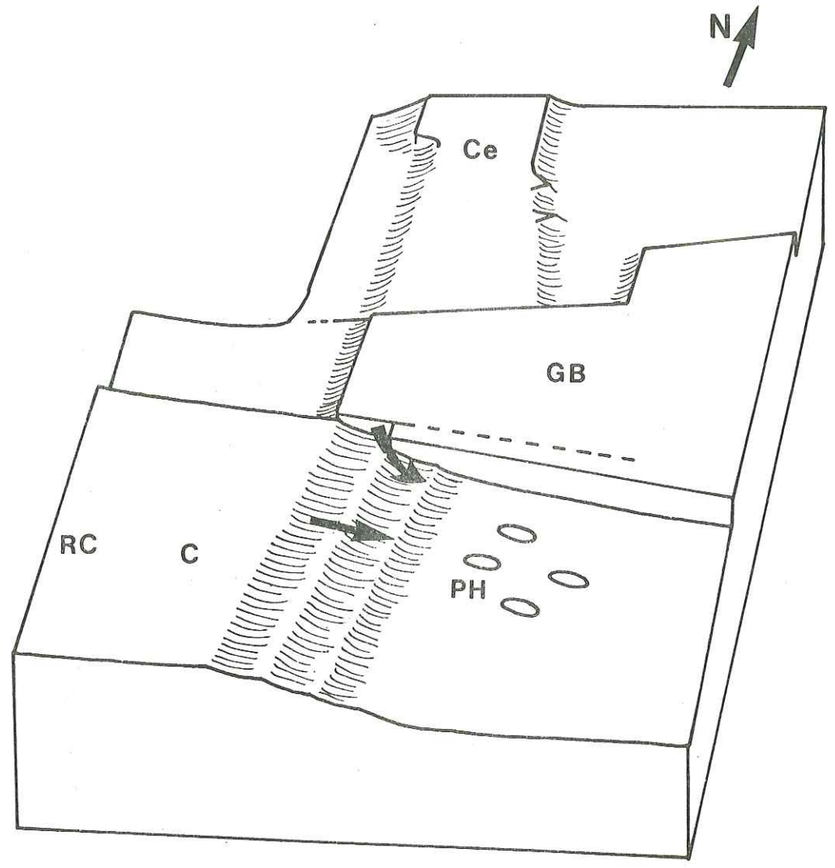


Fig. XIV.10 - Le domaine briançonnais après l'événement turono-coniacien (bloc diagramme)

RC. Aire de Roche Charnière C. Aire de Champcella
P.H. Dépression de Peyre-Haute GB. Haut-fond de Grand Bois-Olive
Ce. Aire des Cerces. Olistolites.

l'ascension de la deuxième. Le premier de ces évènements n'est pas daté avec précision et peut être considéré comme vraconien ou turonien ; néanmoins, l'absence de tout sédiment du Crétacé supérieur sur une partie de ce territoire (Roche Gautier, Lame) et la production probable d'olistolites de calcaires à cherts resédimentés au Vracono-Cénomanien dans le sillon Briançon-Queyrellin-Tête Noire voisin, nous incite à penser qu'il était plutôt vraconien. Le deuxième évènement est un peu mieux daté, du Turonien supérieur-Sénonien inférieur.

La figure XIV.8 schématise la morphologie du fond entre Vraconien et Turonien, dans l'hypothèse formulée ci-dessus. A part ce qui concerne l'aire Grand Bois-Olive déjà évoquée, cette morphologie ne présente pas de modifications importantes par rapport au Crétacé inférieur : l'intense activité tectonique qui régnait alors devait donc essentiellement réactiver les anciennes failles callovo-oxfordiennes et donc rajeunir la morphologie préexistante.

Les figures XIV.9 et 10 tentent de schématiser le nouveau relief résultant de l'évènement turono-coniacien :

1) Jusqu'alors un des points dominants du Briançonnais, l'aire de Peyre-Haute devient à cette date un des points les plus bas, et reçoit de nombreux olistolites provenant des domaines avoisinants et maintenant dominants, comme l'aire de Champcella et peut-être même l'ancien sillon Queyrellin-Tête Noire-Briançon.

2) Certains reliefs sont créés ou rajeunis comme la falaise des Cerces, tournée probablement vers l'Est, et qui était déterminée par une faille de direction N 340° environ (± 30°).

Cette morphologie se maintient probablement jusqu'à l'Eocène inférieur, mais nous ne saurions l'affirmer, puisque les sédiments de cet âge semblent manquer sur de larges surfaces (aires du Galibier, de Peyre-Haute).

XIV.2. CONDITIONS D'OXYDOREDUCTION. COURANTS.

L'oxygénation des milieux semble être essentiellement dépendante de la morphologie du terrain, avec une intensité maximum sur les hauts-fonds, les pentes et les dépressions légères (aires de Peyre-Haute, Roche Charnière, Aiguillons, Galibier, Queyrellin-Tête Noire entre Callovo-Oxfordien et Turonien, Beaudouis au Malm), et minimum dans la partie axiale des sillons profonds (Champcella et Briançon entre Callovo-Oxfordien et Turonien). L'évolution latérale de l'état d'oxydation des sédiments, visible par exemple sur l'aire Queyrellin-Tête Noire (entre le sommet du Grand Aréa et l'extrêmité de son arête NW), semble être très rapide et s'effectuer en quelques centaines de mètres de distance horizontale, et sans doute en quelques dizaines ou centaines de mètres de dénivelée, ce qui tendrait à prouver une nette stratification des eaux.

Dans certains cas, l'état d'oxydation des sédiments peut avoir, pour partie, une autre cause que le relief du terrain :

1) *Climats, latitude.*

Le degré d'oxydation des sédiments déposés au Callovo-Oxfordien et au Vracono-Cénomanien dans les sillons semble être plus faible que celui des calcaires à cherts déposés entre temps, alors que dans les deux cas, la morphologie du terrain était quasiment identique. La couleur noire ou verte des sédiments callovo-oxfordiens et vracono-cénomaniens est donc peut-être le résultat de

l'influence de facteurs non spécifiques du Briançonnais et en particulier non corrélés à sa morphologie. Ces facteurs pourraient être les climats et leurs évolutions, la position latitudinale du domaine briançonnais et sa variation au cours du temps.

2) *Courants.*

Leur existence n'a pu être prouvée qu'en de rares points et à certaines périodes, comme au Galibier au Malm-Berriasien ; ils sont cependant la cause probable de nombreuses condensations et lacunes sédimentaires, comme au Crétacé inférieur dans l'aire de Peyre-Haute et au Crétacé supérieur dans l'aire Grand Bois-Olive, et ont donc dû largement influer sur le potentiel d'oxydoréduction en général dans le sens d'une oxygénation, sauf peut-être dans le cas des upwellings (cf. chap. VI).

XIV.3. ACTIVITE TECTONIQUE. STABILITE DU FOND.

La première crise tectonique est datée du *Callovo-Oxfordien*. Elle provoque l'effondrement de ce secteur de marge et, partant, l'instauration des régimes pélagiques. La forte instabilité du fond se traduit alors dans les zones de fractures et de "flexures", entre hauts-fonds et sillons, par des dépôts de brèches d'écroulements, sur les plateaux "stables" par une lacune sédimentaire, et dans les sillons par le dépôt de matériel détritique fin (pélites, argilites).

Cette instabilité diminue très vite d'intensité vers *l'Oxfordien moyen*, autorisant alors une sédimentation qu'elle avait jusqu'alors interdite, mais ses effets se font cependant sentir jusqu'au *Tithonique*, même dans les zones stables (dépôts de calcaires plus ou moins noduleux, slumpings, filons synsédimentaires). L'instabilité subsiste dans certaines régions beaucoup plus tard encore, comme au Galibier, où des brèches sont datées du Tithonique, et où les sédiments du Tithonique-Berriasien sont des calcaires noduleux.

Le *Berriasien* semble être une période de légère recrudescence tectonique et est marqué par le dépôt de bioclastites dans les sillons (Champcella notamment).

Nous manquons de données sur l'activité tectonique au *Crétacé inférieur* en raison de l'importante lacune sédimentaire que la plupart des séries présentent durant cette période. Il est cependant probable que cette activité est alors réduite, et ne se traduit que par le dépôt de calcaires noduleux au Nord de la zone de failles de la Pisse.

Les prémices de la grande crise vracono-cénomanienne se font sentir entre *Aptien supérieur et Albien moyen* dans l'aire de Queyrellin-Tête Noire et peut-être dans l'aire du Galibier. La crise gagne ensuite tout le domaine briançonnais au *Vraconien*, dénudant, par la formation de horsts ou de gradins, de larges parties de socle cristallin (sur l'aire de Souliers surtout, et aussi sur les aires de Roche Charnière, de Queyrellin-Tête Noire, des Cerces) et provoquant dans ces régions le dépôt d'olistolites, de brèches, de grès, de pélites, et beaucoup plus loin dans les sillons, de pélites et d'argilites.

L'activité semble ensuite se réduire nettement au *Cénomanien supérieur-Turonien inférieur*, sauf peut-être sur les aires du Galibier, des Cerces, et de Queyrellin-Tête Noire.

Une nouvelle crise tectonique survient au *Turonien supérieur-Sénonien inférieur*, provoquant 1) le dépôt de nombreuses brèches sur les aires

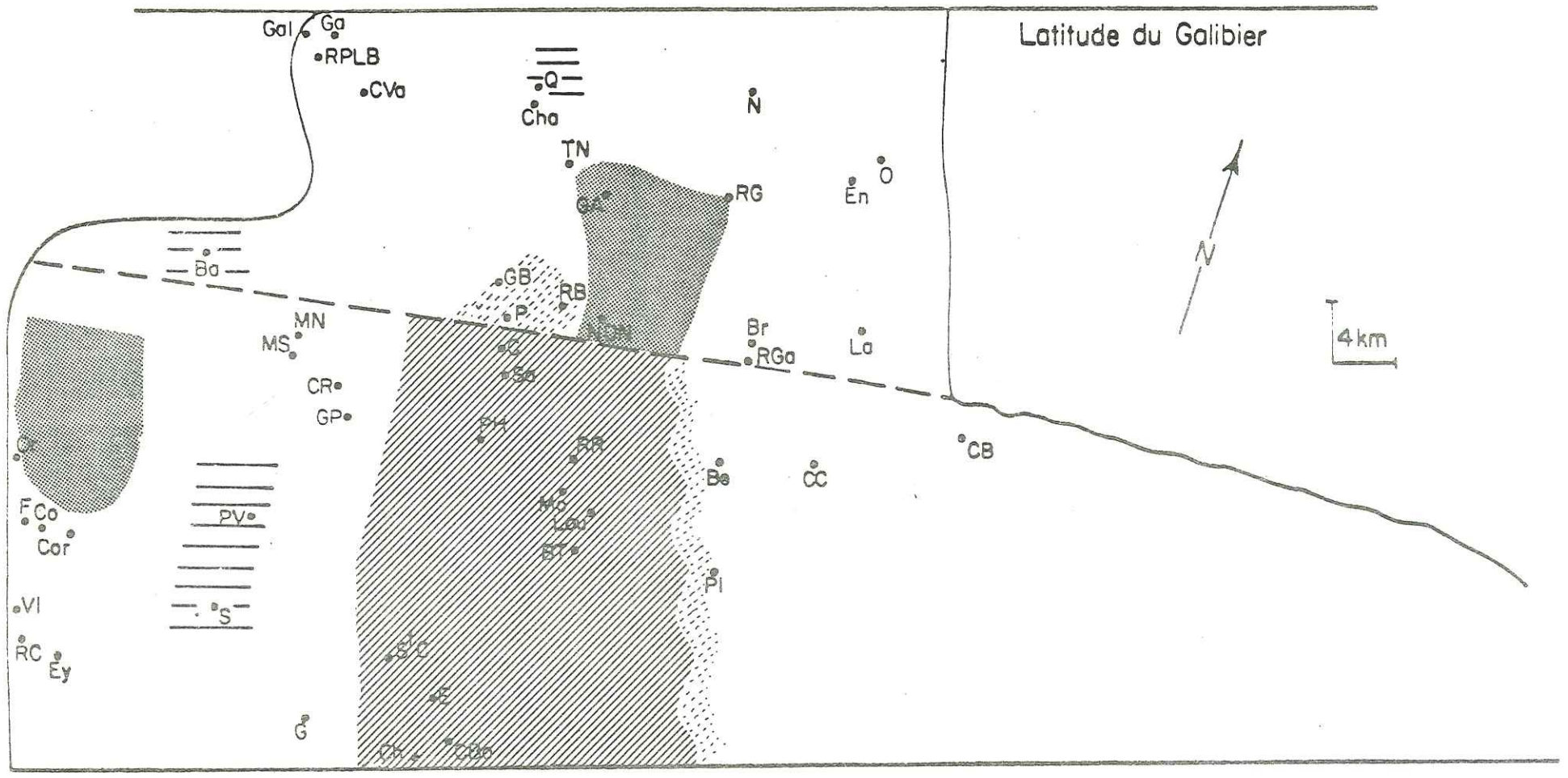


Fig. XIV.11 - Extension probable des zones situées au-dessus des niveaux de compensation des foraminifères et de l'aragonite à l'Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur.

Zones situées au-dessus de l'ACD

Zones situées probablement au-dessus de l'ACD

Zones situées entre ACD et FCD

Zones situées probablement sous la FCD

Zones d'indécision, soit en raison de lacunes sédimentaires, soit en raison d'une recristallisation trop importante des sédiments.

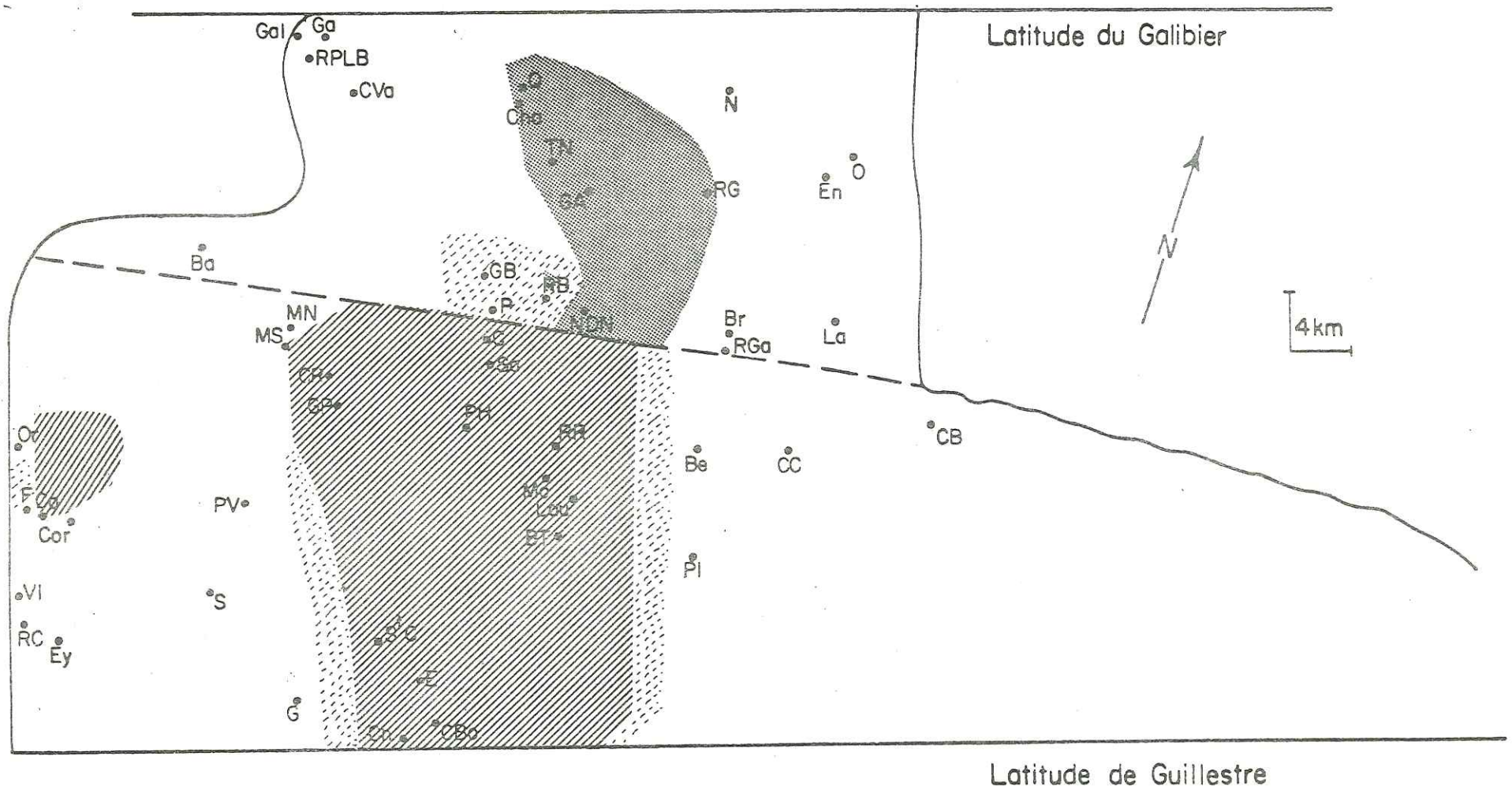


Fig. XIV-12. Extension probable des zones situées au-dessus des niveaux de compensation des foraminifères et de l'aragonite au Kimméridgien-Tithonique inférieur.

Zones situées au-dessus de l'ACD

Zones situées probablement au-dessus de l'ACD

Zones situées entre ACD et FCD

Zones d'indécision, soit en raison de lacunes sédimentaires, soit en raison d'une recristallisation des sédiments, soit en raison du peu de foraminifères existant à cette époque.

de Roche Charnière, du Galibier, des Cerces, et de Queyrellin-Tête Noire, et 2) l'inversion de relief aire de Champcella/aire de Peyre-Haute et le dépôt d'olistolites sur cette dernière.

Les mouvements tectoniques semblent s'atténuer ensuite, *après le Coniacien et jusqu'à l'Eocène inférieur*, sauf peut-être sur l'aire Grand Bois-Olive. Ils reprendront peut-être à l'Eocène moyen et provoqueront le dépôt du "flysch noir" briançonnais.

XIV.4 VARIATIONS DE PROFONDEUR DU FOND ET DES NIVEAUX DE COMPENSATION

L'hypothèse la plus plausible émise dans le chapitre X à ce sujet avait été qu'après l'effondrement callovo-oxfordien, le fond avait subi une lente subsidence jusqu'au Vracono-Cénomanien, et qu'*en conséquence*, la CCD avait dû s'élever notablement au Callovo-Oxfordien et au Vracono-Cénomanien, périodes pendant lesquelles les points bas de la morphologie étaient situés sous la CCD. Les figures XIV.11 et XIV.12 schématisent une partie des évolutions relatives de la CCD et du fond, sous la forme de cartes des sédiments situés au dessus des différents niveaux de compensation. Elles confirment : 1) les profondeurs respectives des différents niveaux de compensation (FCD supérieure à ACD) et 2) l'évolution proposée ci-dessus : en effet les superficies des terrains situés au dessus des différents niveaux croissent nettement au cours du Malm.

XIV.5. CONCLUSION

L'évolution du domaine briançonnais se fait en deux étapes, correspondant à deux crises tectoniques majeures, datées respectivement du Callovo-Oxfordien et du Vracono-Coniacien. Chacune de ces crises va déterminer les conditions de sédimentation pour une longue période, Callovien (?)-Vraconien pour la première, Vraconien-Eocène inférieur pour la deuxième.

1) *Callovien (?)-Vraconien.*

La plate-forme briançonnaise s'effondre au Callovien ou à l'Oxfordien inférieur et devient un domaine accidenté et profond, où se déposent des sédiments pélagiques. La morphologie de ce domaine est dominée par une alternance de hauts-fonds (Peyre-Haute, Fort de l'Olive), de sillons (Champcella, Briançon, Beaudouis) et d'aires intermédiaires accidentées et instables (Roche Charnière, Aiguillons, Souliers, Galibier, Queyrellin-Tête Noire). Les lignes générales de cette morphologie sont orientées à N 340° environ. Les faciès des sédiments sont déterminés essentiellement par la profondeur et la morphologie du lieu de dépôt.

2) *Vraconien-Eocène inférieur.*

Les mouvements tectoniques, apaisés presque partout depuis l'Oxfordien moyen, reprennent au Vraconien et vont se poursuivre plus ou moins continûment jusqu'au Coniacien, entraînant un bouleversement de la morphologie existante, avec, en particulier :

a) l'individualisation d'un grand plateau orienté EW (aire de Grand Bois-Olive),

b) l'inversion de relief entre l'aire de Champcella et l'aire de Peyre-Haute, qui constitue désormais un des points les plus bas du domaine (Turono-Coniacien).

CHAPITRE XV - LE DOMAINE BRIANCONNAIS DANS LE CADRE DE LA TETHYS OCCIDENTALE. RAPPORTS AVEC L'OCEAN ATLANTIQUE.

Page

XV.1. CALLOVIEN A OXFORDIEN INFERIEUR OU MOYEN 237

XV.2. OXFORDIEN MOYEN A ALBIEN INFERIEUR OU MOYEN 239
XV.2.1. Oxfordien moyen-Tithonique 239
XV.2.2. Berriasien-Albien inférieur ou moyen 240

XV.3. ALBIEN MOYEN OU SUPERIEUR A CENOMANIEN 240
XV.3.1. Conséquences générales de l'événement vracono-cénomanien 240
1) Dépôt de pélites et d'argilites noires 240
2) Lacunes sédimentaires 240
3) Crise générale du chimisme de la sédimentation 241
XV.3.2. Conséquences de l'événement vracono-cénomanien sur la Téthys occidentale, sur la marge nord et sur le domaine briançonnais en particulier 241
1) Début de fermeture de la Téthys occidentale 241
2) Modification du profil de la marge nord-téthysienne 241
3) Modification possible de la position latitudinale de la marge nord-téthysienne 241

XV.4. TURONIEN-EOCENE INFERIEUR 241

CHAPITRE XV. LE DOMAINE BRIANCONNAIS DANS LE CADRE DE LA TETHYS OCCIDENTALE. RAPPORTS AVEC L'OCEAN ATLANTIQUE.

L'histoire du bassin téthysien est marquée par un certain nombre d'événements enregistrés par des discontinuités sédimentaires d'extension générale. En Briançonnais, ces discontinuités permettent de distinguer sept phases successives ; nous allons nous intéresser ci-dessous aux types de dépôts correspondant à chacune de ces différentes phases, avec référence éventuelle aux dépôts homologues dans d'autres parties de la Téthys occidentale.

1) *Trias et Lias inférieur :* dans le domaine briançonnais, des carbonates de plate-forme se déposent sur un fond marin régulier et subsident. La subsidence s'effectue par saccades de faible amplitude, excepté pendant une partie du Carnien où elle a pu être beaucoup plus forte et présenter des caractères plus catastrophiques (MEGARD-GALLI et BAUD, 1977).

2) *Lias supérieur et Dogger inférieur :* un événement tectonique majeur a pour conséquences :

a) le début de la subsidence d'ensemble rapide de la marge sud de la Téthys occidentale (BERNOULLI et al., 1979) ;

b) le début probable de l'ouverture de la Téthys occidentale, daté indirectement par rapprochement avec l'événement (a) (Ibid.) ;

c) sur la marge nord au contraire, l'émersion du domaine briançonnais, peut-être à la faveur de basculements de blocs (LEMOINE, 1975 ; GRACIANSKY et al., 1980 a) et, simultanément, le début du dépôt des "Terres Noires" dauphinoises (ARTRU, 1972).

3) *Dogger supérieur :* un calme relatif s'instaure, marqué par une sédimentation pélagique à peu près régulière dans les parties profondes de la Téthys, et par le dépôt de carbonates de plate-forme sur le domaine briançonnais, à nouveau immergé.

4) *Callovien à Oxfordien inférieur ou moyen :* un deuxième événement tectonique majeur est enregistré différemment sur les marges nord et sud de la Téthys occidentale :

a) la marge nord subit une subsidence très rapide, perceptible en particulier sur la transversale de Briançon, où la profondeur passe brutalement du voisinage de zéro à des valeurs supérieures à celle de la CCD pour les points les plus bas ;

b) la marge sud reste très instable pendant toute cette période, ce qui se traduit notamment par le dépôt d'un deuxième niveau de calcaires noduleux (*Ammonitico rosso superiore*, BERNOULLI et al., 1979) ;

c) une crise dans le chimisme de la sédimentation s'instaure sur l'ensemble du bassin téthysien, avec production de silice et déficit en carbonate pour des raisons vraisemblablement liées à une phase d'ouverture du bassin (BERGER et WINTERER, 1974) ; le retour à la sédimentation carbonatée normale s'effectue à l'Oxfordien moyen ou supérieur.

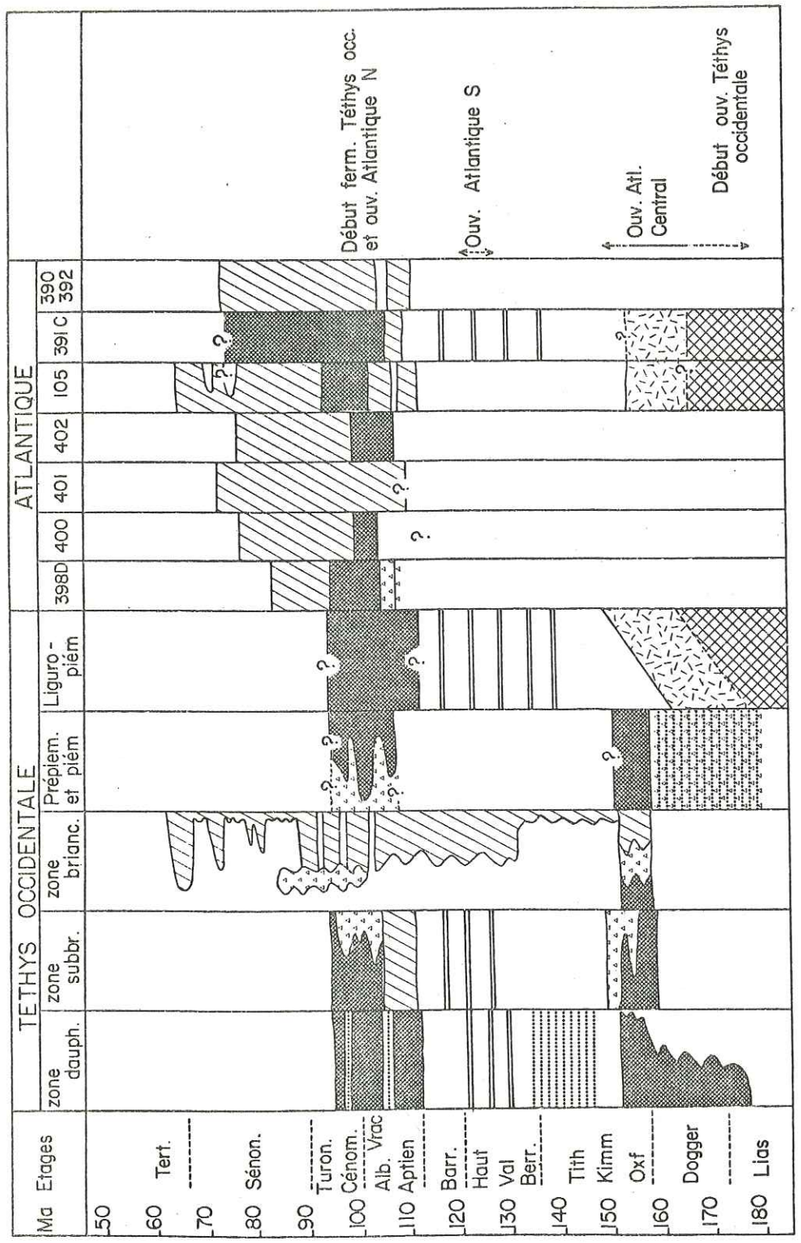


Fig. XV-1 - Périodes marquées par des dépôts de matériel détritique et par des lacunes sédimentaires, pour plusieurs domaines de la Téthys occidentale sur la transversale des Alpes françaises et de l'Atlantique Central (Sites DSDP-IPOD 398D, 400, 401, 402, 105, 391C, 390 et 392 des rives européennes et américaines).

Périodes marquées par le dépôt de
- grès, calcarénites, microbrèches,
- marnes
- sédiments carbonatés,
- brèches,
- argilites, shales,
- calcaires alternant avec des argilites ou des

Périodes de lacunes sédimentaires,
Période précédant la création de la croûte océanique.
Périodes de création de la croûte océanique

5) *Oxfordien moyen à Albien inférieur ou moyen :* les marges nord et sud de la Téthys occidentale semblent subir une subsidence relativement lente et régulière, selon un rythme de décroissance réputé exponentiel qui serait dû à un mécanisme de détumescence thermique (BERNOULLI et al., 1979).

6) *Albien moyen ou supérieur à Turonien :* un troisième événement tectonique majeur, constitué entre autres par le début probable de la fermeture de la Téthys occidentale, est accompagné d'une production de terrigènes fins, et d'une nouvelle crise du chimisme de la sédimentation, semblable dans ses manifestations à celle du Callovo-Oxfordien (production de silice et déficit en carbonate).

7) *Sénonien-Eocène :*

a) en domaine briançonnais, l'activité tectonique semble être relativement réduite et réservée à certaines régions ; les sédiments sont argilo-calcaires et nettement plus abondants qu'au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

b) le reste du bassin est soumis à une tectonique compressive provoquant la formation de plis synsédimentaires et des émersions locales (zones externes), ou le métamorphisme des sédiments, le charriage des premières nappes et la création de flyschs aux dépens des premiers reliefs créés (zones internes).

L'évolution de l'Atlantique présente certaines similitudes et coïncidences dans le temps avec cette évolution, avec :

a) l'ouverture de l'Atlantique Central se situant entre le Lias supérieur et le Callovo-Oxfordien et coïncidant approximativement avec les phases 2, 3 et/ou 4 (PITMAN et TALWANI, 1972, in BERNOULLI et JENKYNS, 1974 ; SEIBOLD et THIEDE, 1979) ;

b) au Vracono-Cénomanien, un événement majeur dans l'Atlantique Central et dans l'Atlantique Nord, marqué en particulier par une lacune sédimentaire presque générale (GRACIANSKY et al., 1980 b).

Les phases 4, 5, 6 et 7 ont seules eu lieu pendant la tranche de temps étudiée dans ce travail et seront donc seules considérées dans la suite de l'exposé. Ces quatre phases sont mises en évidence sur la figure XV-1 qui résume, pour plusieurs domaines de la Téthys occidentale sur la transversale des Alpes françaises et de l'Atlantique Central (Sites DSDP des rives européennes et américaines), les époques des dépôts de matériel détritique et des lacunes sédimentaires, qui constituent tous deux les principaux indices de mouvements tectoniques.

XV.1. CALLOVIEN A OXFORDIEN INFERIEUR OU MOYEN

La croûte océanique qui s'est formée depuis l'ouverture de l'Atlantique Central et de la Téthys occidentale est encore visible dans l'Atlantique Central, en particulier aux sites DSDP 100 (Cat Gap Area à l'Est des Bahamas) et 105 (bas du talus continental au Sud-Est de New-York) (HOLLISTER, EWING et al., 1972) et dans le domaine téthysien alpin en certains points du domaine liguro-piémontais (voir, entre autres, CARON, 1977).

Les phénomènes de distension et de subsidence actives observés sur les marges en voie de différenciation et probablement contemporains de l'ouverture ont sur la partie de la marge nord-téthysienne envisagée ici les conséquences

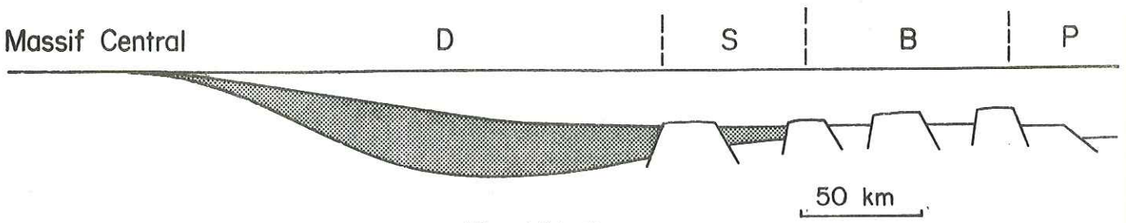


Fig. XV-2a

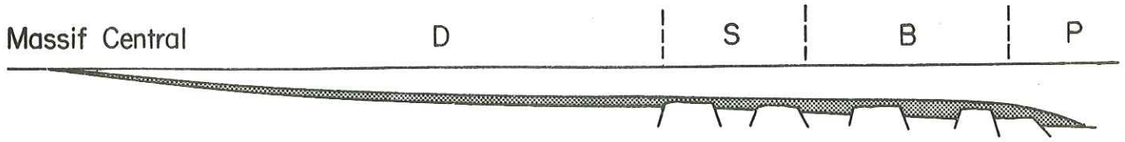


Fig. XV-2b

Fig. XV- 2 - Profils de la marge nord-téthysienne à la transversale de Briançon : a) au Malm et au Crétacé inférieur, b) après le Vraconien.

Le bouleversement des paléogéographies et des subsidences qui a lieu au Vracono-Cénomanien permet au matériel terrigène, auparavant piégé dans le domaine dauphinois subsident et gêné dans sa progression par des reliefs-barrières, d'accéder au domaine briançonnais.

D : domaine dauphinois
S : domaine subbriançonnais
B : domaine briançonnais
P : domaine piémontais

▒ : matériel terrigène

suivantes :

1) Dans la zone dauphinoise, d'épaisses séries, dont certaines ont commencé à se déposer au Lias supérieur, sont alimentées par d'importants apports de matériel détritique continental essentiellement argileux ("terres noires"). Les fonds sont dans cette région assez profonds mais situés au-dessus des niveaux de compensation des carbonates.

2) Dans les zones subbriançonnaise et briançonnaise, l'instabilité des fonds due à la subsidence rapide de la marge provoque des lacunes sédimentaires et des dépôts de brèches. La grande profondeur relative atteinte à la faveur de cette subsidence permet le dépôt de sédiments spécifiques, en particulier décarbonatés pour les points les plus bas, situés sous la CCD.

3) Au-delà du pied de la marge, des radiolarites se déposent sur les basaltes ligures.

La subsidence différentielle d'un domaine à l'autre ou à l'intérieur d'un même domaine détermine la morphologie de la marge (fig. XV.2.), avec :

a) de larges dépressions subsidentes dans le domaine dauphinois et à un degré moindre dans le domaine subbriançonnais, où s'accumule du matériel terrigène issu du continent, constitué pour l'essentiel d'argiles.

b) des hauts-fonds formant barrière, qui empêchent ce matériel de se propager librement vers le domaine briançonnais et l'océan piémontais.

XV.2. OXFORDIEN MOYEN A ALBIEN INFERIEUR OU MOYEN

XV.2.1. Oxfordien moyen-Tithonique

Les mouvements tectoniques *relatifs* s'atténuent fortement et les sédiments en général carbonatés et de faciès comparables dans tous les domaines se déposent sur les reliefs hérités de l'événement précédent :

- relativement homogènes et lités, avec ou sans cherts, dans les dépressions (calcaires kimméridgiens et tithoniques dauphinois, calcaires à cherts briançonnais et subbriançonnais) ;
- noduleux sur les hauts-fonds et les pentes (calcaires grumeleux de la bordure ardéchoise du Massif Central, ELMI, 1978 ; calcaires grumeleux de Chabrières en zone dauphinoise, DUONG, 1974 ; "brèche bleue" de Piolit en zone subbriançonnaise, CHENET, 1978 ; calcaires de Guillestre briançonnais, BOURBON, 1977, ENAY et al., 1979 ; calcaires noduleux de la rive occidentale de l'Atlantique Central, BERNOULLI, 1972, BOURBON, 1978 ; *ammonitico rosso superiore* de la marge sud de la Téthys, BERNOULLI et JENKYNS, 1974).

Il est intéressant de noter à ce propos que le calcaire de Guillestre, par la place qu'il occupe dans la succession des faciès de la série briançonnaise, joue plutôt le rôle de l'*Ammonitico rosso inferiore* que celui de l'*Ammonitico rosso superiore*. En effet, les deux premiers peuvent être considérés comme enregistrant la phase d'individualisation et de début de subsidence généralisée des marges, tandis que l'*Ammonitico rosso superiore* n'aurait été que l'enregistrement, dans les sédiments déposés sur la marge sud, de l'événement tectonique lointain constitué par l'effondrement de la marge nord. La genèse des calcaires noduleux en fonction de l'instabilité tectonique et de la morphologie du fond marin sera de nouveau évoquée dans les modèles de sédimentation proposés au chapitre XVI.

L'amortissement des pentes et le ralentissement de la subsidence observé au cours du Malm se traduit dans plusieurs de ces domaines (entre autres, zones subbriançonnaise et briançonnaise, pied du talus continental américain

dans l'Atlantique Central) par la réduction progressive du caractère noduleux des sédiments déposés dans les régions accidentées.

XV.2.2. Berriasien-Albien inférieur ou moyen

Le Crétacé inférieur est encore une période de calme tectonique relatif, durant laquelle se poursuivent l'ouverture de l'Atlantique Central et de la Téthys occidentale, et la subsidence généralisée, à une vitesse ralentie, de leurs marges ; cette période n'est en particulier pas troublée par les événements lointains liés à l'ouverture de l'Atlantique Sud (datée approximativement du Valanginien), puisque celui-ci ne communiquait pas alors avec l'Atlantique Central. Tout au plus pouvons nous noter çà et là une certaine instabilité traduite par le dépôt de calcarénites et par des indices de glissements synsédimentaires (par exemple au Berriasien : domaine briançonnais, BOURBON, 1977 ; domaine dauphinois, BEAUDOIN, 1977). Les sédiments se déposent sur des fonds descendus assez bas mais dont la morphologie est en gros héritée de la phase callovo-oxfordienne. Les reliefs sont seulement un peu estompés dans les domaines où les sédiments, abondants durant le Malm, les ont ennoyés (domaine dauphinois, Blake Basin). Seuls les domaines considérés situés dans l'Atlantique Nord, c'est-à-dire la marge ibérique et la marge armoricaine, sont, au Barrémien et à l'Aptien, soumis à des mouvements tectoniques générateurs de brèches et de glissements synsédimentaires, préludant à l'ouverture de cette partie de l'océan, approximativement datée de l'Albien (MONTADERT, ROBERTS et al., 1979 ; GROUPE GALICE, 1979 ; GRACIANSKY et CHENET, 1979 ; BOURBON, 1979).

Des turbidites calcaires se déposent dans les dépressions des domaines dauphinois, briançonnais, subbriançonnais et en Atlantique (Sites du Blake Basin et de la marge ibérique, par exemple).

La sédimentation terrigène reprend au Valanginien-Hauterivien et surtout à l'Aptien-Albien dans le bassin vocontien (zones alpines externes françaises) et dans l'Atlantique Central, à l'Albien en domaine subbriançonnais, et seulement au Vraconien en domaine briançonnais. Nous remarquerons donc que cette reprise des apports terrigènes est de plus en plus tardive du dedans au dehors de la marge.

XV.3. ALBIEN MOYEN OU SUPERIEUR A CENOMANIEN

Commencée peut-être au début du l'Albien, (MONTADERT, ROBERTS et al., 1979), l'ouverture de l'Atlantique Nord se poursuit. Les contrecoups de cet événement ou des événements qui lui sont liés sont multiples :

XV.3.1. Conséquences générales

1) Dépôt de pélites et d'argilites noires ("black shales")

Les mouvements tectoniques ont pu provoquer la libération de matériel terrigène fin et, indirectement, son dépôt, très intense et généralisé à partir de cette période.

2) Lacunes sédimentaires

Les mouvements tectoniques entretiennent, comme au Callovo-Oxfordien,

une grande instabilité dans certaines zones et y empêchent le dépôt de sédiments (domaine briançonnais ; Sites 390 et 392 sur le Blake Plateau, BOURBON, 1978 ; marge armoricaine, MONTADERT, ROBERTS et al., 1979)

3) Crise générale du chimisme de la sédimentation, avec production de silice et déficit de carbonate, provoquant le dépôt de nombreux sédiments radiolaritiques.

XV.3.2. Conséquences sur la Téthys occidentale, sur la marge nord et sur le domaine briançonnais en particulier.

1) Début de fermeture de la Téthys occidentale

Il semble que le Vracono-Cénomanien soit marqué par le début de la fermeture de la Téthys occidentale (début de la formation des flyschs du Crétacé supérieur, individualisation possible des premières nappes). L'influence de ce début de fermeture se fait nettement sentir dans le domaine briançonnais où les profondeurs les plus importantes vis-à-vis de la CCD, atteintes à cette époque, ne feront que diminuer ensuite. Une évolution parallèle a lieu en certaines régions de la zone dauphinoise dont la subsidence s'arrête et qui tendront à émerger de plus en plus largement au cours du Crétacé supérieur (par exemple, région du Dévoluy).

2) Modification du profil de la marge nord-téthysienne.

Le profil de la marge, établi au Callovo-Oxfordien, est modifié au Vracono-Cénomanien à la faveur d'un renouvellement généralisé de la paléogéographie. Une des conséquences de ces modifications est que le domaine briançonnais est à partir de cette date accessible aux argiles continentales qui viennent se mêler aux sédiments pélagiques autochtones (fig. XV.2.).

3) Modification possible de la position latitudinale de la marge nord-téthysienne.

L'étude sédimentologique des séries briançonnaises suggère l'éventualité d'une dérive de la marge nord de la Téthys occidentale vers des latitudes plus méridionales entre le Jurassique supérieur et l'Eocène inférieur, avec une accélération possible au Vracono-Cénomanien (variations relatives des températures suggérées par les compositions des carbonates en oxygène 18, upwellings suggérés par la formation d'encroûtements phosphatés, productivité organique apparemment plus forte au Crétacé supérieur et au Paléocène qu'auparavant ; pour plus de précisions, se reporter au chapitre X). Une telle dérive s'inscrirait bien dans le jeu des mouvements tectoniques globaux datés de l'Albien-Cénomanien, pendant lequel s'opère entre autres une phase importante de l'ouverture de l'Atlantique Nord. Nous noterons cependant que cette dérive n'est pas signalée à ce jour dans les cartes reconstituant la dérive des continents au cours du temps (SMITH et BRIDEN, 1977).

XV.4. TURONIEN-EOCENE INFERIEUR

Pendant cette période, les sédiments redeviennent essentiellement carbonatés dans presque tous les domaines considérés, à l'exception des parties profondes de l'Atlantique Central. Ils ne se distinguent les uns des autres que

par les proportions relatives de leurs fractions argileuses et calcaires, déterminées par les conditions locales ou régionales ; argilites à coccolites, boues à coccolites et à foraminifères dans l'Atlantique Central (HATHAWAY, HOLLISTER et al., 1972 ; BENSON, SHERIDAN et al., 1978), "scaglia" sur la marge sud de la Téthys, "couches rouges" et "calcschistes planctoniques" dans le domaine briançonnais. Il subsiste cependant la différence bien connue entre la Téthys occidentale et l'Atlantique Central : la première se ferme, ses sédiments sont déformés par la tectonique et soumis au métamorphisme (TRICART, 1974, 1975 ; CARON, 1977 ; ERNST, 1971, DAL PIAZ, 1974, COMPAGNONI et al., 1975, in CARON, 1977), et vont émerger progressivement au cours du Crétacé supérieur et du Tertiaire, tandis que l'Atlantique Central continue son expansion et sa subsidence.

CHAPITRE XVI - LA SEDIMENTATION EN DOMAINE BRIANCONNAIS : DEUX MODELES DE SEDIMENTATION SUR DES FONDS ACCIDENTES ET MOBILES, (1) PELAGIQUE DU CALLOVIEN AU VRACONIEN, (2) HEMIPELAGIQUE DU VRACONIEN A L'EOCENE INFERIEUR.

	Page
XVI.1. REPRESENTATION DES MODELES	245
XVI.1.1. Période de crise tectonique : création ou renouvellement des reliefs	245
XVI.1.2. Période de calme tectonique : sédimentation sur les reliefs nés de l'évènement précédent	252
XVI.1.2.1. Sédimentation pélagique	252
XVI.1.2.2. Sédimentation hémipélagique	253
XVI.2. CONCLUSION	253

CHAPITRE XVI. LA SEDIMENTATION EN DOMAINE BRIANCONNAIS : DEUX MODELES DE SEDIMENTATION SUR DES FONDS ACCIDENTES ET MOBILES, (1) PELAGIQUE DU CALLOVIEN AU VRACONIEN, (2) HEMIPELAGIQUE DU VRACONIEN A L'EOCENE INFERIEUR.

Ce travail a pu être réalisé en grande partie grâce aux résultats des études des océans actuels par forages et aux données sédimentologiques qu'elles ont fournies. La contrepartie a été l'établissement de quelques modèles de sédimentation, peut-être plus faciles à reconstituer dans le domaine briançonnais où les variations latérales des faciès pouvaient être observées, que dans les océans actuels dont l'étude, limitée aux seuls forages, est plus ponctuelle.

Les faciès pélagiques briançonnais sont essentiellement déterminés par cinq facteurs qui sont, par ordre d'influence décroissante :

1) Une morphologie des fonds complexe et mobile.

2) Une profondeur assez importante dépassant la CCD en certains points pendant certaines périodes.

3) L'absence dans les sédiments de matériel détritique d'origine continentale du Callovien au Vraconien, puis sa présence ensuite.

4) L'existence fréquente de courants.

5) Une productivité organique probablement plus forte à partir du Vraconien.

En conséquence, si on néglige le dernier facteur, on peut proposer deux modèles de sédimentation :

1) Le premier est calqué sur la sédimentation en domaine briançonnais du Callovien au Vraconien : *sédimentation pélagique* sur une marge passive accidentée et instable (ou sur tout domaine marin ou océanique présentant des reliefs comparables) et située à "assez grande profondeur" (pour fixer les idées, entre des profondeurs correspondant à 1000 et 4500 m dans les océans actuels).

2) Le deuxième est fourni par la sédimentation en domaine briançonnais après le Vraconien : *sédimentation hémipélagique* sur des fonds présentant une morphologie assez semblable à ceux du modèle précédent, et situés probablement à une profondeur moyenne légèrement moindre, tout au moins vis-à-vis des niveaux de compensation des carbonates.

XVI.1. REPRESENTATION DES MODELES.

La différence entre ces deux modèles de sédimentation réside essentiellement en un point : la présence ou l'absence de matériel terrigène fin dans les sédiments. On peut donc définir ces deux modèles à l'aide d'un seul schéma, représentant la sédimentation *au même moment et sur un même domaine*, dont une partie seulement est accessible aux terrigènes.

XVI.1.1. Période de crise tectonique : création ou renouvellement des reliefs (Modèles 1 et 2).

Une forte distension locale, provoquée par exemple par l'ouverture du domaine océanique voisin (cas du domaine briançonnais au Callovo-Oxfordien), ou une compression (cas probable du domaine briançonnais au Vracono-Cénomanien),

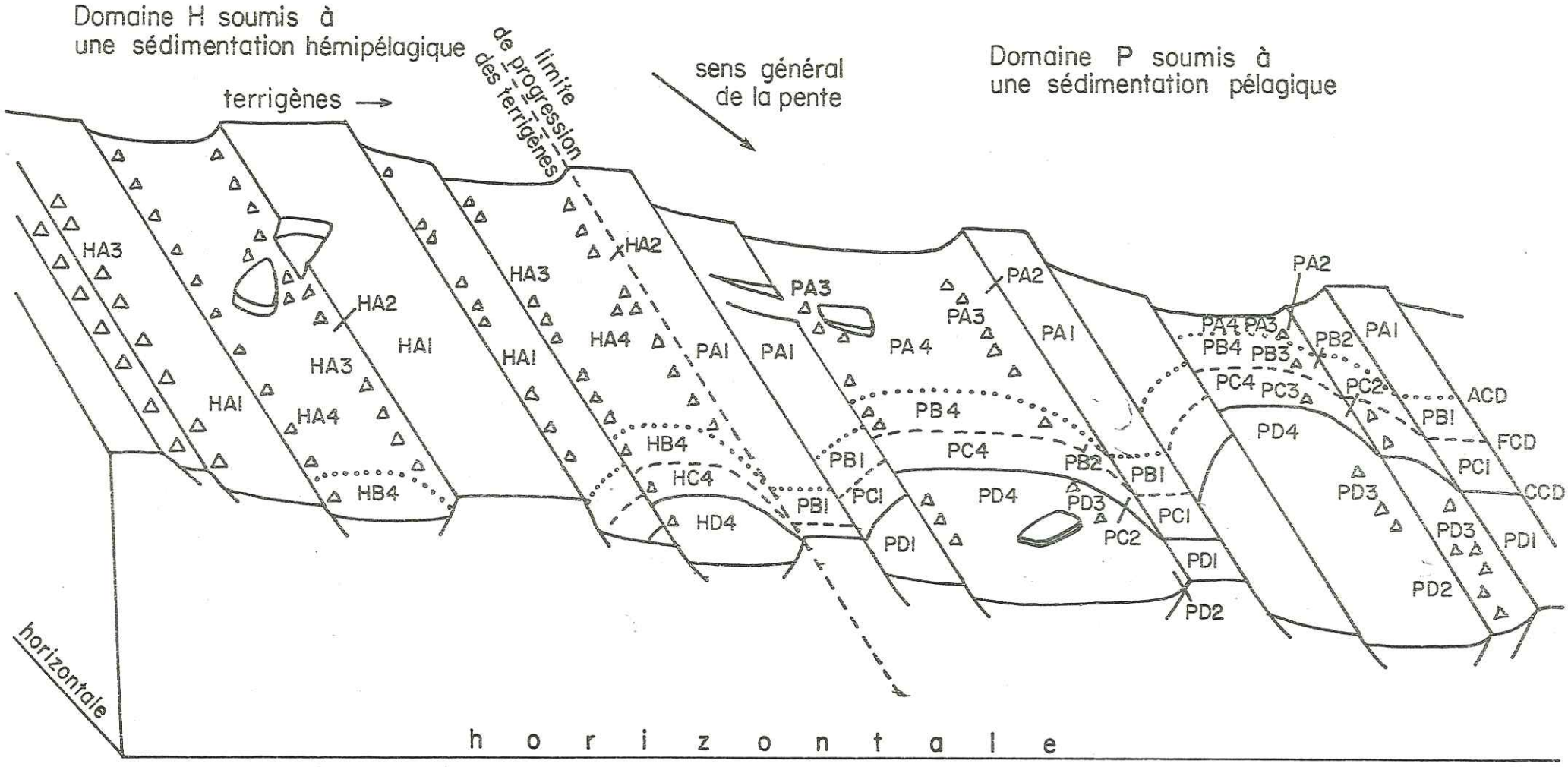


Fig.XVI.1. Répartition des faciès, en période de crise tectonique, en fonction de la profondeur, de la morphologie du fond et du type de sédimentation.

H: régime hémipélagique P: régime pélagique A,B,C,D: diverses zones de profondeurs; A, au dessus de l'ACD;B, entre ACD et FCD; C, entre FCD et CCD; D, au dessous de la CCD. 1,2,3,4: positions dans la morphologie du lieu de dépôt; 1, zones horizontales élevées (hauts-fonds); 2, pentes fortes (falaises, talus); 3, pentes modérées (raccords des talus aux hauts-fonds et aux sillons); 4, zones horizontales profondes (sillons).

Sur cette figure, les reliefs sont représentés réguliers et obliques par rapport à la direction générale de la pente, dans un souci de clarté; une diversification de ces reliefs entrainerait une diversification et une variabilité latérale plus rapide des faciès, sans remettre en cause les principes exposés sur ce schéma.

	Faciès du sédiment		Visible dans aire briançonnaise de	Visible dans coupe briançonnaise de	Age	Voir chap.
	En l'absence de courants	En présence de courants				
HA1.HB1	Calcaire peu argileux à foraminifères	Lacune	Peyre-Haute	Saint-Crépin	Turonien	XIII
HC1	Calcaire peu argileux sans foraminifères	Lacune	?	?		
HD1	Radiolarite?	Lacune	?	?		
HA2...HD2	Lacune	Lacune	Grand Bois-Olive	Grand Bois	Turonien	XII.XIII
HA3.HB3	Brèche (ou olistolites) à matrice de calcaire argileux à foraminifères, ou brèche sans matrice		Grand Bois-Olive	Grand Bois	Coniacien	V.XIII
HC3	Brèche (ou olistolites) à matrice de calcaire argileux sans foraminifères, ou brèche sans matrice					
HD3	Brèche (ou olistolites) à matrice argilitique, ou brèche sans matrice		Queyrellin-Tête Noire	Tête Noire-Rochers de Privé	Cénom.?	V.XIII
HA4.HB4	Calcaires argileux ou calcaires argileux farcis, contenant des foraminifères		Queyrellin-Tête Noire	Lac des Béraudes	Sénon.inf.	V.XIII
HC4	Calcaires argileux, éventuellement farcis, azoïques ou contenant seulement des radiolaires					
HD4	Pélites ou argilites, éventuellement farcies		Queyr.-Tête Noire	Tête Noire	Vraconien	V.XIII
			Champcella	Aiguillas	Vrac.Cénom	
PA1	Calcaires plus ou moins noduleux	contenant foram. et tests arag.	Peyre-Haute	Saint-Crépin	Oxf.moy.-	III.XIII
PB1		à foraminifères	Roche Charnière	Les Fazis E	Kimm.	XIII
PC1		azoïques ou à radiolaires	Roche Charnière	Houdourengs ou Fazis	Kimm.	XIII
PD1	Radiolarite plus ou moins noduleuse		?	?		
PA2...PD2	Lacune	Lacune	Roche Charnière	Roche Charnière	Malm	XII.XIII
PA3	Brèche ou olistolites	matrice calcaire contenant des tests aragonitiques	Peyre-Haute	Rocher Roux	Call.Oxf.	XIII
PB3		matrice calcaire à foraminifères, sans tests aragonitiques	Roche Charnière	Versant S Gaulent	Call.Oxf.	XIII
PC3		matrice calcaire azoïque ou à radiolaires	Galibier	R.Plats du Lac Bl.	Call.Kimm.	XIII
PD3		matrice radiolaritique ou pélitique	Briançon	ND des Neiges	Call.Oxf.	V.XIII
PA4	Calcaires argileux à foraminifères et tests aragonitiques					
PB4	Calcaires argileux à foraminifères		Queyr.-Tête Noire	Grand Aréa	Oxf.moy.-Kimm.	XIII
PC4	Pélites ou argilites calcaires azoïques, ou à radiolaires		Roche Charnière	Houdourengs	Call.Oxf.	XIII
PD4	Pélites ou argilites		Briançon	ND des Neiges	Call.Oxf.	V.XIII

Fig.XVI.1. Légende (suite)

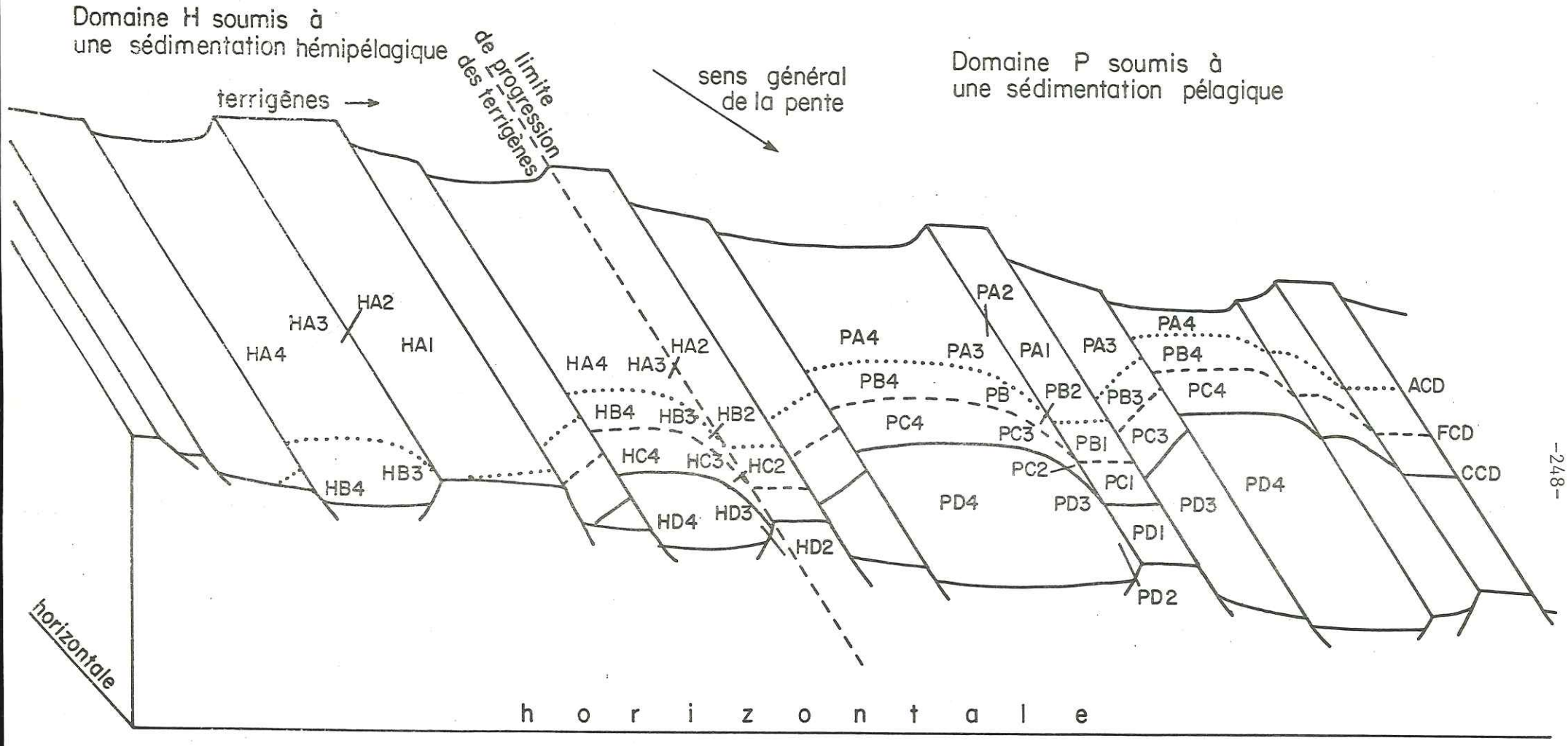


Fig.XVI.2. Répartition des faciès, en période de calme tectonique, en fonction de la profondeur, de la morphologie du fond et du type de régime de sédimentation.

Nomenclature identique à celle de la figure XVI.1.

	Faciès du sédiment		Visible dans aire briançonnaise de	Visible dans coupe briançonnaise de	Age	Voir chap.
	En l'absence de courants	En présence de courants				
HA1.HB1	Calcaire faiblement argileux à foraminifères	Lacune	Peyre-Haute	Saint-Crépin	Turonien	VI.XIII
HC1	Calcaire faiblement argileux azoïque (ou à radiolaires)	Lacune				
HD1	Radiolarite	Lacune				
HA2...HD2	Lacune	Lacune	Grand Bois-Olive	Lame	Crét.sup.	XII.XII
HA3...HD3	Calcaire argileux avec ou sans foraminifères, ou argilite , pouvant présenter des indices de glissements synsédimentaires.	Lacune				
HA4.HB4	Calcaire argileux à foraminifères		Peyre-Haute	Saint-Crépin	Sénonien	XIII
HC4	Calcaire argileux sans foraminifères		Galibier?	Clot des Vaches?	Tur.Sénon.	XIII
HD4	Pélites, argilites, radiolarites argileuses		Champcella	Soureliou	Vrac.Céno.	V.XIII
PA1	Calcaire homogène pouvant contenir des organismes à tests aragonitiques.	Lacune	Peyre-Haute	Saint-Crépin	Tithon.	XIII
PB1	Calcaire homogène à foraminifères, sans organismes à tests aragonitiques.	Lacune	Grand Bois	Rocher Blanc	Tith.Berr.	XIII
PC1	Calcaire homogène à radiolaires ou azoïque	Lacune	Grand Bois?	Rocher Blanc?	Berr.?	
PD1	Radiolarite ou lacune	Lacune	?	?		
PA2...PD2	Lacune	Lacune	Grand Bois	Pisse	Malm	XII.XII
PA3	Calcaire noduleux pouvant contenir des tests aragonitiques	Lacune ou non, selon la force des courants	Peyre-Haute	Saint-Crépin	Oxf.moy.-Kimm.	III, X et XIII
PB3	Calcaire noduleux, sans tests aragonitiques et avec foraminifères	—	Queyrellin-Tête Noire	St du Queyrellin	Oxf.moy.-Kimm.	
PC3	Calcaire noduleux exclusivement à radiolaires, ou azoïque	—	Galibier	Rochers Plats du Lac Blanc	Kimm.	X.XIII
PD3	Radiolarite noduleuse	—	?	?		
PA4	Calcaires lités, avec ou sans cherts, pouvant contenir des tests aragonitiques		?	?		
PB4	Calcaires à cherts, sans tests aragonitiques et avec foraminifères		Champcella	Pont du Villars	Vraconien	X
PC4	Calcaires à cherts azoïques ou contenant exclusivement des radiolaires		Champcella	Soureliou	Crét.inf.	X
PD4	Radiolarite		Roche Charnière	Corbières	Call.Oxf.	X.XIII

Fig.XVI.2. Légende (suite)

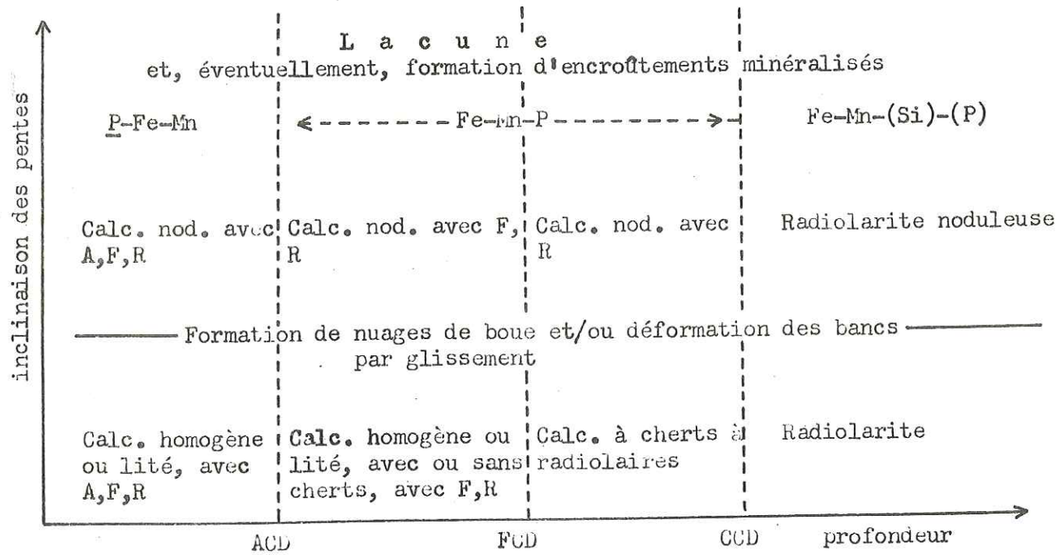


Fig.XVI.3a. Répartition des faciès en fonction de la profondeur et de l'inclinaison de la pente du lieu de dépôt, en régime pélagique.

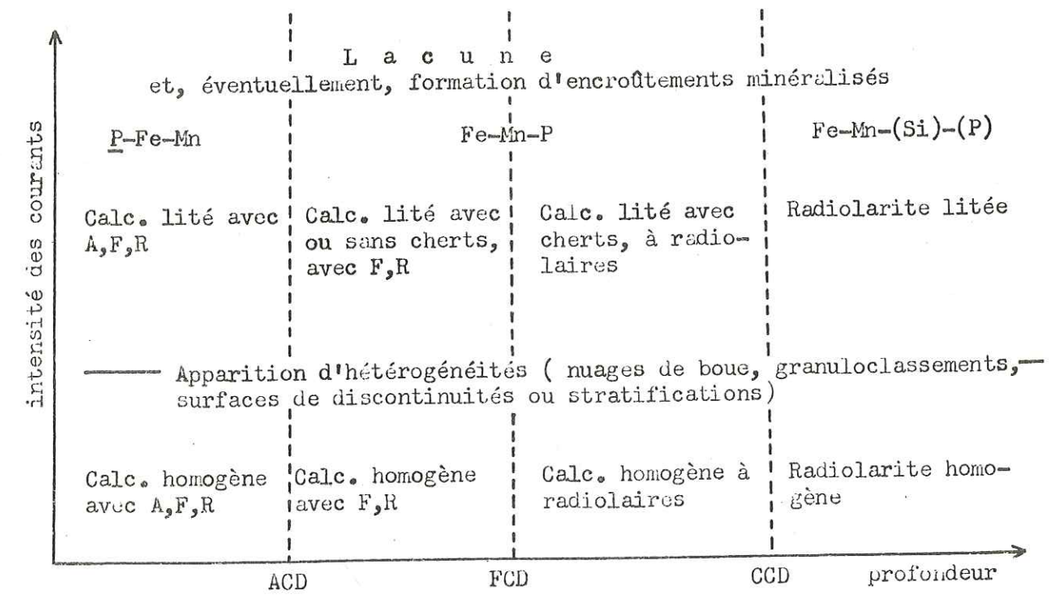


Fig.XVI.3b. Répartition des faciès en fonction de la profondeur du lieu de dépôt et de l'intensité des courants qui y sévissent, en régime pélagique.

ACD: profondeur de compensation de l'aragonite. **FCD:** profondeur de compensation des foraminifères. **CCD:** profondeur de compensation de la calcite.

A: ammonites et autres organismes à tests primitivement aragonitiques

F: foraminifères **R:** radiolaires

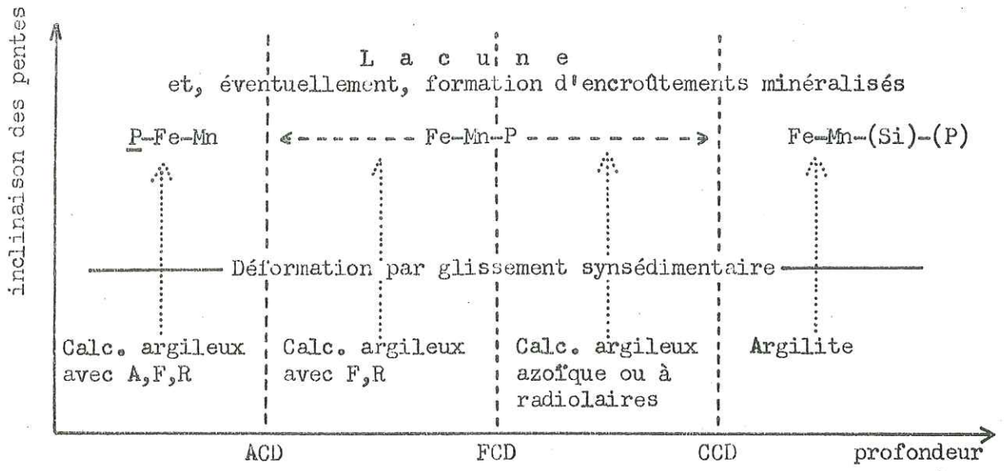


Fig.XVI.4a. Répartition des faciès en fonction de la profondeur et de l'inclinaison de la pente du lieu de dépôt, en régime hémipélagique.

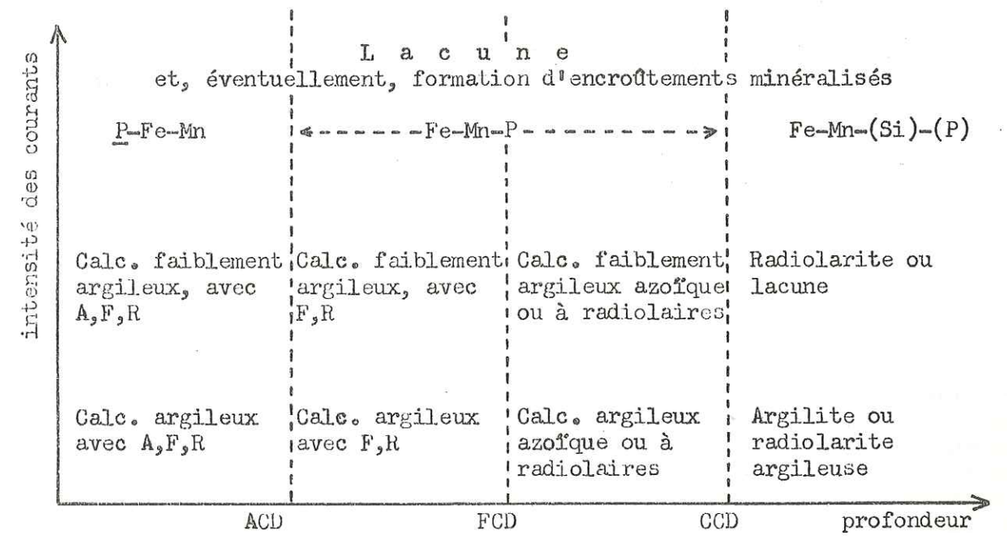


Fig.XVI.4b. Répartition des faciès en fonction de la profondeur du lieu de dépôt et de l'intensité des courants qui y sévissent, en régime hémipélagique.

ACD: profondeur de compensation de l'aragonite. FCD: profondeur de compensation des foraminifères. CCD: profondeur de compensation de la calcite.

A: ammonites et autres organismes à tests primitivement aragonitiques

F: foraminifères R: radiolaires

entraîne l'effondrement d'une plate-forme et/ou le renouvellement d'une morphologie. Les fonds présentent de nombreux reliefs et restent très instables pendant la durée de la crise. La répartition des dépôts pendant cette période est résumée par la figure XVI.1, en fonction de la morphologie, de la profondeur du fond et de la présence ou de l'absence de courants. On notera, parmi les principaux faciès, objets et phénomènes sédimentaires résultant de ces dépôts en période de crise :

. *les olistolites* : ce sont des pans de falaises détachés et ayant glissé sur des pentes.

. *les brèches* : les brèches sont le résultat du dépôt du matériel détritique fourni par l'érosion en milieu sous-marin des reliefs de failles. En général sédimentées à proximité des reliefs générateurs, elles sont caractérisées par l'angularité de leurs éléments et par le caractère pélagique de leur matrice. La nature et l'abondance de cette matrice sont déterminées par la profondeur et par la valeur du taux de sédimentation autochtone (voir chap. V) : brèches "sans matrice", brèche à matrice calcaire, siliceuse ou argileuse.

. *les pélites et les argilites* : elles peuvent provenir de la désagrégation d'un substratum cristallin ; leur lieu de dépôt est en général beaucoup plus éloigné des sources que celui des brèches.

. *les lacunes sédimentaires* : elles se produisent sur des pentes trop fortes ou trop instables pour que les sédiments puissent s'y maintenir, ou sur des zones en relief exposées à l'action des courants.

XVI.1.2. Période de calme tectonique : sédimentation sur les reliefs nés de l'évènement précédent.

XVI.1.2.1. Sédimentation pélagique (Modèle 1).

Pour des raisons variées telles que la présence de barrières en relief ou en creux empêchant la progression du matériel détritique provenant du continent, le domaine considéré reçoit seulement des sédiments pélagiques, constitués de particules calcaires et siliceuses (nannofossiles, foraminifères, ammonites, gastéropodes, lamellibranches, *Saccocomidae*, radiolaires), mêlées à quelques particules d'origine benthique (foraminifères, échinodermes essentiellement). Les faciès de ces sédiments sont ensuite déterminés par la profondeur du lieu de dépôt, par sa place dans la morphologie du domaine et par l'action de courants éventuels. La profondeur commande la *nature* chimique et minéralogique du sédiment, c'est-à-dire essentiellement le rapport silice/calcaire, tandis que la morphologie de l'aire de sédimentation et les courants commandent la *texture* physique du sédiment, c'est-à-dire l'arrangement des particules de toutes tailles qui le constituent (figures sédimentaires). La partie droite de la figure XVI.2 (bloc diagramme du domaine et de ses intersections par les surfaces de compensation des carbonates) et la figure XVI.3 donnent la répartition de ces faciès en fonction de la morphologie et de la profondeur du fond. On notera surtout :

. la présence de calcaires homogènes non lités sur les hauts-fonds plats non soumis aux courants (cas rare dans la réalité) ;

. l'évolution des calcaires homogènes vers des calcaires noduleux, puis leur disparition au fur et à mesure que l'inclinaison des pentes augmente ;

. la présence de turbidites (calcaires lités avec ou sans cherts, radiolarites) dans les dépressions ; leur taux de carbonate est une double fonction de la profondeur du lieu de dépôt et du taux de sédimentation : ainsi, des apports turbiditiques peu abondants et espacés dans le temps (faible taux de sédimentation) seront plus facilement décarbonatés à grande profondeur que

des apports massifs et rapprochés.

XVI.1.2.2. Sédimentation hémipélagique (Modèle 2).

Les sédiments sont composés de deux fractions, l'une pélagique, calcaire ou siliceuse, comparable à celle qui a été décrite dans le paragraphe précédent, et l'autre d'origine essentiellement continentale, argileuse et éventuellement un peu quartzeuse. La profondeur influe uniquement sur la fraction pélagique ; l'influence de la morphologie du fond porte d'abord sur la répartition de la fraction argileuse, puis sur le sédiment final, une fois les deux fractions mêlées. La partie gauche de la figure XVI.2 et la figure XVI.4 donnent la répartition des faciès de ces sédiments en fonction de la morphologie du fond, de sa profondeur, et de l'existence éventuelle de courants.

XVI.2. CONCLUSION.

La plupart des faciès des sédiments pélagiques et hémipélagiques déposés sur un domaine tel que le domaine briançonnais sont déterminés essentiellement par la tectonique et par ses deux conséquences sur le lieu de dépôt : la création de reliefs et la détermination de la profondeur. En fait seuls deux facteurs, d'ailleurs moins influents, échappent à cette systématique :

a) les courants, qui ont une action mécanique capable d'empêcher ou de ralentir la sédimentation, et une action chimique susceptible d'influer sur les conditions de milieux ;

b) la position latitudinale du domaine, qui détermine les climats environnants, donc la nature et l'état du matériel terrigène, la température de l'eau et donc la productivité organique.

POSTFACE

Ce travail n'a pu être mené à son terme sous sa forme actuelle que grâce à trois chances successives. La première a tenu à la qualité du sujet lui-même, qui constituait un point clef dans la compréhension de la transversale nord-téthysienne et qui était alors suffisamment étudié pour permettre de commencer d'emblée les études sédimentologiques spécifiques. La deuxième a été la coïncidence dans le temps entre cette étude et celle de forages profonds dans les océans actuels (DEEP SEA DRILLING PROJECT). La troisième a été la possibilité de participer aux recherches sur le matériel récolté au cours de certaines de ces campagnes (croisières 44, 47B, 48). Les enseignements que j'en ai tirés, ainsi que les données sédimentologiques fournies par l'ensemble des campagnes du DSDP, m'ont fourni une grande partie des moyens intellectuels nécessaires à cette étude ; ils m'ont en fait livré des fils d'Ariane conduisant à la construction d'une certaine image du domaine briançonnais dans sa période pélagique. Cette image, aussi cohérente et séduisante qu'elle puisse paraître à son auteur après plusieurs années d'existence commune, doit cependant être perçue au mieux comme une approximation, au pire comme un reflet très pâle de ce qu'a été véritablement le domaine briançonnais. Elle doit en tout cas être considérée comme éminemment perfectible et sera nécessairement modifiée au fur et à mesure du progrès du savoir sur les modalités de la sédimentation pélagique.

LISTE DES FIGURES

Page

Fig. I-1 - Schéma structural des Alpes occidentales et cadre géographique de la région étudiée. 2

Fig. I-2 - Schéma structural de la zone briançonnaise, entre les massifs du Galibier et de la Font Sancte (Hautes-Alpes). 4

Fig. I-3 - Coupes structurales schématiques à travers la zone briançonnaise entre Serre-Chevalier et Champcella. 5

Fig. I-4 - Les différents types de séries pélagiques briançonnaises. 10

Fig. I-5 - Caractéristiques sédimentologiques des séries continues et des séries lacunaires. 12

Fig. II-1 - Echelle de temps et nomenclature des étages employés. 18

Fig. II-2 - Principaux moyens de datation des sédiments briançonnais et caractérisation de différentes "zones" stratigraphiques. 21

Fig. III-1 - Microfaciès des calcaires noduleux. 32

Fig. III-2 - Recristallisations de calcite au contact des stylolites. 32

Fig. III-3 - Principales caractéristiques des calcaires noduleux briançonnais, et les enseignements qu'on peut en tirer sur leur milieu et leur mode de dépôt, la morphologie des aires de sédimentation, la présence ou l'absence de tectonique synsédimentaire pendant ou après leur dépôt, leur diagénèse. 36

Fig. III-4 - Aspect microscopique des calcaires argileux les moins métamorphiques. 45

Fig. III-5 - Aspect microscopique des calcaires argileux métamorphiques. 45

Fig. IV-1 - Diverses formes de cherts. 51

Fig. IV-2 - Solubilité de la silice amorphe, de l'opale, de la cristobalite et du quartz. 51

Fig. V-1 - Pourcentages en carbone organique, index d'hydrogène et d'oxygène présentés par différents échantillons d'argilites noires briançonnaises. 68

Fig. V-2 - Diagramme des index d'hydrogène et d'oxygène de différents échantillons d'argilites noires briançonnaises. 69

Fig. VI-1 - Les divers types d'encroûtements minéralisés briançonnais. 81

Fig. VI-2 - La succession des encroûtements minéralisés marquant la lacune du Crétacé inférieur au Lac de l'Ascension 84

Fig. VI-3 - Structure d'un nodule paléocène. 89

Fig. VI-4 - Encroûtement paléocène de la carrière de la Lame. 89

Fig. VII-1 - Figure géotrope imparfaite dans une loge d'organisme. 96

Fig. VII-2 - Effets de toits ou d'ombrelles. 96

Fig. VII-3a - Divers types théoriques de remplissages de filons sédimentaires. 100

Fig. VII-3b - Divers exemples de remplissages de filons sédimentaires. 100

Fig. VII-4 - Dissolution diagénétique de tests aragonitiques. 104

Fig. VII-5 - "Fenêtres" déterminées par l'empilement d'intraclastes. 104

Fig. VII-6 - "Fenêtres" ouvertes par distension dans un sédiment plastique. 104

Fig. VII-7 - "Fenêtres" créées par la dissolution d'organismes à tests aragonitiques. 106

Fig. VII-8 - Les principales figures sédimentaires : processus et lieux de formation, faciès et âge des sédiments dans lesquels elles apparaissent. 107

Fig. VIII-1 - Matrice des coefficients de corrélation des éléments chimiques dans les encroûtements minéralisés (lot CRONO). 113

Fig. VIII-2 - Matrice des coefficients de corrélation des éléments chimiques dans les sédiments calcaires (lot CALCA). 114

Fig. VIII-3 - Matrice des coefficients de corrélation des éléments chimiques dans les sédiments siliceux et argileux (lot CARSI). 115

Fig. VIII-4 - Recherche de la répartition des éléments chimiques entre les phases constitutives des sédiments siliceux et argileux (lot CARSI), par la méthode des intercorrélations positives. 116

Fig. VIII-5 - Estimation des compositions chimiques quantitatives des argiles contenues dans les encroûtements minéralisés (lot CRONO). 117

Fig. VIII-6 - Compositions chimiques d'échantillons de roches siliceuses de divers types et compositions moyennes par type. 120

Fig. VIII-7 - Compositions chimiques moyennes de trois lots d'échantillons calcaires de types différents (calcaires "homogènes", calcaires à cherts, calcaires noduleux). 120

Fig. IX-1 - Sédiments siliceux et argileux (lot CARSI) : diagramme de corrélations Al_2O_3/K_2O 126

Fig. IX-2 - Sédiments siliceux et argileux (lot CARSI) : diagramme de corrélations SiO_2/K_2O 126

Page

Fig. IX-3 - Sédiments siliceux et argileux : diagramme de corrélations SiO_2/Ba 126

Fig. IX-4 - Sédiments siliceux et argileux (lot CARSI) : diagramme de corrélations SiO_2/Zn 128

Fig. IX-5 - Sédiments siliceux et argileux (lot CARSI) : diagramme de corrélations CaO/Zn 128

Fig. IX-6 - Sédiments siliceux et argileux (lot CARSI) : diagramme de corrélations Fe_2O_3/MnO 130

Fig. IX-7 - Sédiments siliceux et argileux (lot CARSI) : diagramme de corrélations MnO/Ni 130

Fig. IX-8 - Moyennes, par aires et par âges, des teneurs en P_2O_5, Fe_2O_3, MnO et traces des encroûtements minéralisés (lot CRONO). 132

Fig. IX-9 - Variations relatives dans l'espace et dans le temps des teneurs en éléments traces des encroûtements minéralisés briançonnais (lot CRONO). 133

Fig. IX-10 - Associations chimiques sédimentaires en relation avec le Eh et le pH du milieu de sédimentation. 134

Fig. IX-11 - Diagramme SiO_2/P_2O_5 relatif aux encroûtements minéralisés crétacés de l'aire de Peyre-Haute 136

Fig. X-1 - Relations entre la couleur finale des sédiments briançonnais d'une part, le mode et les conditions de leur dépôt d'autre part. 140

Fig. X-2 - Série de Soureliou : évolution des valeurs isotopiques C^{13} et O^{18} des sédiments, du Kimméridgien à l'Eocène inférieur. 144

Fig. X-3 - Facteurs influant sur la profondeur de compensation de la calcite. 147

Fig. X-4 - Contenu en microfaune à test calcitique de différentes séries briançonnaises 149

Fig. X-5 - Détermination des faciès pélagiques de Suisse, d'Autriche, de Grèce, d'Italie du Nord et de Sicile, en fonction de leur profondeur de dépôt présumée et de leur âge. D'après A. BOSELLINI et E.L. WINTERER (1975). 151

Fig. X-6 et X-7 - Deux schémas possibles pour les variations relatives du fond briançonnais et de la CCD au cours du temps. 151

Fig. XI-1 - Création au Vraconien du relief de Souliers : conséquences éventuelles sur les conditions oxydo-réductrices régnant sur le plateau de Peyre-Haute. 157

Fig. XII-1 - Taux de sédimentation dans diverses coupes briançonnaises. 164

Fig. XII-2 - Calcul des taux de sédimentation briançonnais moyens au Malm, au Crétacé inférieur et au Crétacé supérieur-Paléocène. 166

Fig. XIII-1 - Schéma structural de la zone briançonnaise à la transversale de Briançon et emplacements des principales coupes étudiées. 174

Fig. XIII-2 - Essai de reconstitution de la surface originellement occupée par le domaine briançonnais, par dépliement des unités tectoniques. Emplacement des principales coupes étudiées. 176

Fig. XIII-3 - Les aires de sédimentation du domaine briançonnais entre Guil et Galibier. 178-179

Fig. XIII-4 - Discordances stratigraphiques, variations d'épaisseur et paléoreliefs anté- et syn-Malm dans l'aire de Peyre-Haute. 182-183

Fig. XIII-5 - "Gouttières" au toit des sédiments du Malm, soulignées par des encroûtements siliceux et phosphatés. 184

Fig. XIII-6a - Transversale sud de l'aire de Roche Charnière : différentes coupes et profils suggérés du fond marin. 191

Fig. XIII-6b - Aire de Roche Charnière : quelques coupes et profils possibles du fond marin sur la transversale des Corbières. 192

Fig. XIII-7 - Aire des Aiguillons : quelques coupes et morphologie du fond du Callovo-Oxfordien au Turonien. 195

Fig. XIII-8 - Aire de Souliers : diverses coupes et reconstitution théorique du fond marin. 198

Fig. XIII-9a - Transversale E-W de l'aire Galibier-Cerces à la latitude du Galibier : morphologie du fond au Sénonien inférieur. 200

Fig. XIII-9b - Morphologie probable du fond marin sur la transversale Clot des Vaches-Pointe du Queyrellin au Vracono-Cénomanien. 200

Fig. XIII-10 - Evolution des faciès et de la morphologie du fond, du NNW au SSE, dans l'aire de Queyrellin-Tête Noire, pendant la période Callovien-Vraconien. 202

Fig. XIII-11 - Grand Aréa : cinq coupes successives (1, 3, 4, 5, 6 des annexes) montrant l'évolution de la sédimentation de l'WNW vers l'ESE. Profils suggérés du fond marin au Malm et au Crétacé inférieur (Aptien-Albien par ex.) 203

Fig. XIII-12 - Possible faille fossile au Lac du Châtelard. 204

Fig. XIII-13 - Massif Galibier-Cerces : schéma structural, carte des isopaques du substratum triasique des séries pélagiques et emplacement des calcschistes "farcis" et pélitiques du Cénomano-Turonien. 206

Fig. XIII-14 - Aire du Galibier : diverses coupes et profils possibles du fond marin sur deux transversales. 208

Fig. XIII-15 - Aire du Grand Bois : quelques coupes et profil possible du fond marin au Jurassique supérieur-Berriasien. 210

Page

Fig. XIV-1 - Nature des sédiments déposés et lacunes de sédimentation en Briançonnais. 216

Fig. XIV-2 - Reconstitution des pentes, des courants, du degré d'oxydation, du degré d'instabilité, de la profondeur du fond pour l'ensemble des aires de sédimentation briançonnaises. 217

Fig. XIV-3 - Répartition des principaux faciès et figures sédimentaires pouvant servir à la reconstitution de la morphologie du fond briançonnais au Callovo-Oxfordien inférieur. 218

Fig. XIV-4 - Le domaine briançonnais au Callovo-Oxfordien : carte des profondeurs relatives, reconstituées grâce à l'étude des faciès et des figures sédimentaires (nature et répartition). 219

Fig. XIV-5 - Le domaine briançonnais de l'Oxfordien au Berriasien : carte des profondeurs relatives, reconstituées grâce à l'étude des faciès et des figures sédimentaires (nature et répartition). 222

Fig. XIV-6 - Le domaine briançonnais au Malm (bloc diagramme). 223

Fig. XIV-7 - Le domaine briançonnais au Crétacé inférieur : carte des profondeurs relatives, reconstituées grâce à l'étude des faciès et des figures sédimentaires (nature et répartition). 224

Fig. XIV-8 - Le domaine briançonnais entre Vraconien et Turonien : carte des profondeurs relatives, reconstituées grâce à l'étude des faciès et des figures sédimentaires (nature et répartition). 225

Fig. XIV-9 - Le domaine briançonnais après l'événement turono-coniacien : carte des profondeurs relatives, reconstituées grâce à l'étude des faciès et des figures sédimentaires (nature et répartition). 226

Fig. XIV-10 - Le domaine briançonnais après l'événement turono-coniacien (bloc diagramme). 227

Fig. XIV-11 - Extension probable des zones situées au-dessus des niveaux de compensation des foraminifères et de l'aragonite à l'Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur. 230

Fig. XIV-12 - Extension probable des zones situées au-dessus des niveaux de compensation des foraminifères et de l'aragonite au Kimméridgien-Tithonique inférieur. 231

Fig. XV-1 - Périodes marquées par des dépôts de matériel détritique et par des lacunes sédimentaires, pour plusieurs domaines de la Téthys occidentale sur la transversale des Alpes françaises et de l'Atlantique Central (Sites DSDP-IPOD 398D, 400, 401, 402, 105, 391C, 390 et 392 des rives européennes et américaines). 236

Fig. XV-2 - Profils de la marge nord-téthysienne à la transversale de Briançon : 1) au Malm et au Crétacé inférieur, 2) après le Vraconien. 238

Fig. XVI-1 - Modèles de sédimentation : répartition des faciès, en période de crise tectonique, en fonction de la profondeur, de la morphologie du fond et du type de régime de sédimentation. 246-247

Fig. XVI-2 - Modèles de sédimentation : répartition des faciès, en période de calme tectonique, en fonction de la profondeur, de la morphologie du fond et du type de régime de sédimentation. 248-249

Fig. XVI-3a - Répartition des faciès en fonction de la profondeur et de l'inclinaison de la pente du lieu de dépôt, en régime pélagique. 250

Fig. XVI-3b - Répartition des faciès en fonction de la profondeur du lieu de dépôt et de l'intensité des courants qui y sévissent, en régime pélagique. 250

Fig. XVI-4a - Répartition des faciès en fonction de la profondeur et de l'inclinaison de la pente du lieu de dépôt, en régime hémipélagique. 251

Fig. XVI-4b - Répartition des faciès en fonction de la profondeur du lieu de dépôt et de l'intensité des courants qui y sévissent, en régime hémipélagique. 251

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Page

Planche I. Les séries lacunaires 272

Planche II. Paléoreliefs et glissements synsédimentaires 274

Planche III. Les calcaires de Guillestre 276

Planche IV. Certains faciès particuliers du calcaire de Guillestre 278

Planche V. Les calcaires à cherts 280

Planche VI. Olistolites et brèches 282

Planche VII. Encroûtements minéralisés 284

Planche VIII. Encroûtements minéralisés (suite) 286

Planche IX. Filons sédimentaires 288

Planche X. Filons synsédimentaires 290

Planche XI. Calcarénites 292

Planche XII. Microfaciès des calcaires à cherts 294

Planche XIII. Effets de toits. Remplissages de cavités. Filons sédimentaires 296

Planche XIV. Dissolution diagénétique de tests primitivement aragonitiques. 298

Planche XV. Bioturbation 300

Planche XVI. Calcaires noduleux 302

Planche XVII. Calcaires noduleux (suite) 304

Planche XVIII. Calcaires noduleux, nuageux 306

Planche XIX. Calcaires nuageux, prénoduleux 308

Planche XX. Calcaires nuageux, bréchiques 310

Planche XXI. Calcaires bréchiques 312

Planche XXII. Filons sédimentaires 314

Planche XXIII. Brèches de distension 316

Planche XXIV. Recristallisations 318

	Page
Planche XXV. Recristallisations (suite)	320
Planche XXVI. Croûtes et nodules minéralisés	322
Planche XXVII. Croûtes et nodules minéralisés (suite)	324
Planche XXVIII. Croûtes minéralisées	326
Planche XXIX. Encroûtements "en colonnettes"	328
Planche XXX. "Colonnettes" et dendrites manganésifères	330
Planche XXXI. Encroûtements "en colonnettes"	332
Planche XXXII. Concrétions "en colonnettes" et nodules diagénétiques	334

BIBLIOGRAPHIE

AMES L.L., 1959. The genesis of carbonate apatites. Econ. Geol., 54, 829-841.

ARRHENIUS G., BONATTI E., 1965. Neptunism and vulcanism in the ocean. Progress in oceanography. Sears Edt Petterson., 3, 7-22.

ARTRU, 1972. Les terres noires du bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). Stratigraphie, sédimentologie, géochimie. Thèse Fac. Sci. Lyon, 173 p.

AUBOUIN J., 1964. Réflexions sur le faciès "ammonitico rosso". Bull. Soc. Géol. Fr., 6, 475-501.

AUMENTO F., LAWRENCE D.E., PLANT A.G., 1968. The ferromanganese pavement on San Pablo seamount. Geol. Surv. Pap. Can., 68-32, 30 p.

BARFETY J.C., 1965. Etude géologique des environs du Monêtier-les-Bains (Hautes-Alpes) (zones subbriançonnaise et briançonnaise). Thèse 3e cycle, Grenoble, 91 p.

BAUD A., MEGARD-GALLI J., 1975. Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique : cycles et séquences dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. IX Congr. Intern. Sédim. Nice, Thème 5, 45-50.

BEAUDOIN B., 1967. A propos de la répartition des Globigérines au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur. C.R. Acad. Sc. Paris, 264, D, 446-449.

BEAUDOIN B., 1977. Méthode d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin : le Jurassique terminal-Berriasien des chaînes subalpines méridionales. Thèse Fac. Sci. Caen, 339 p.

BELINKO G. DE, 1969. Conditions océanographiques de la genèse des phosphates sédimentaires. C.R. Acad. Sc., Paris, 269, D, 875-877.

BELINKO G. DE, 1969. Conditions océanographiques de la genèse des phosphates sédimentaires marins. C.R. Acad. Sc., Paris, 269, D, 935-938.

BENDER M.L., KU T.L., BROECKER W.S., 1966. Manganese nodules : their evolution. Science, 151, 325-328.

BENDER M.L., KU T.L., BROECKER W.S., 1970. Accumulation rates of manganese in pelagic sediments and nodules. Earth. Planet. Sci. Letters. Nederl. 1970/04, 8, 2, 143-148.

BENSON W.E., SHERIDAN R.E. et al., 1978. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume XLIV, Washington, U.S. Government Printing Office.

BERGER W.H., 1974. Deep-Sea sedimentation, in BURKE et DRAKE (Eds), The geology of continental margins (Springer Verlag, Stuttgart), 213-241.

BERGER W.H., WINTERER E.L., 1974. Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. In Pelagic sediments : on land and under the sea (HSU et JENKYNS, eds). Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., 1, 11-48.

BERNER R.A., 1971. Bacterial processes effecting the precipitation of calcium carbonate in sediments. In Carbonate cements, Owen P. Bricker. Ed., 247-251.

BERNER R.A., SCOTT M.R., THOMLINSON C., 1970. Carbonate alkalinity in the pore waters of anoxic marine sediments. Limnol. Oceanogr. 15, 544-549.

BERNOULLI D., 1964. Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). Beitr. geol. Karte Schweiz, 118, 134 p.

BERNOULLI D., 1971. Redeposited pelagic sediments in the Jurassic of the Central Mediterranean Area. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. 54 (2), 71-90.

BERNOULLI D., 1972. North-Atlantic and Mediterranean mesozoic facies : a comparison. In HOLLISTER C.D., EWING J.I. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XI, Washington, U.S. Government Printing Office, 801-807.

BERNOULLI D., 1977. Deep-water carbonates. Royal Dutch Shell Exploration and Production Lab., Rijswijk, Holland, rapport inédit, 50 p., 47 fig.

BERNOULLI D., JENKYNS H.C., 1974. Alpine, mediterranean and central atlantic mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In DOTT R.H. Jr. and SHAVER R.H. (eds). Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub., 19, 129-160.

BERNOULLI D., KAELIN O., PATACCA E., 1979. A sunken continental margin of the mesozoic Tethys : the Northern and Central Apennines. Int. Geol. Correl. Programme. Proj. 105 : "Continental Margins in the Alps", Contribution n° 7.

BESNUS Y., LUCAS J., 1968. Méthode de dosage de 18 éléments majeurs et traces dans les roches sédimentaires et les produits d'altération par spectrométrie à lecture directe. Coll. nat. CNRS. 923, 93-106.

BESNUS Y., MOSSER C., 1976. Les groupes à intercorrélations positives ; une méthode statistique pour déterminer la répartition des éléments chimiques entre les phases constitutives d'une roche. C.R. Acad. Sc. Paris, 283, D, 587-590.

BESNUS Y., ROUAULT R., 1973. Une méthode d'analyse des roches au spectromètre d'arc à lecture directe par un dispositif d'électrode rotative. Analusis, II, 2, 111-116.

BIGNOT G., GUYADER J., 1966. Découverte de foraminifères planctoniques dans l'Oxfordien du Havre (Seine Maritime). Rev. Micropaléont., 9, 2, 104-110.

BLANCHET F., 1929. Etude paléontologique d'un nouveau gisement fossilifère dans le Tithonique intra-alpin entre Briançon et Château-Queyras. Trav. Lab. Géol. Grenoble, 15, 1, 48-86.

BLANCHET F., 1936. Etude géologique des Montagnes d'Escreins (Hautes-Alpes et Basses-Alpes). Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Univ. Grenoble, XIX, 183 p.

BONATTI E., NAYUDU Y.R., 1965. The origin of manganese nodules on the ocean floor. Amer. J. Sci., 263, 17-39.

BOSELLINI A., WINTERER E.L., 1975. Pelagic limestone and radiolarite of the Mesozoic ; a genetic model. Geology, 3, 279-282.

BOURBON M., 1971a. Contribution à l'étude sédimentologique et géochimique des lacunes et des condensations de la série pélagique briançonnaise. Thèse 3e cycle, Univ. Paris VI, 352 p.

BOURBON M., 1971b. Structure et signification de quelques nodules ferrugineux, manganésifères et phosphatés liés aux lacunes de la série crétacée et paléocène briançonnaise. C.R. Acad. Sc. Paris, 273, 2060-2062.

BOURBON M., 1977. Reconstitution paléomorphologique de fonds marins sur la marge nord-téthysienne : le Jurassique supérieur et le Crétacé briançonnais externes près de Briançon. Bull. Soc. Géol. France, (7), XIX, 4, 729-733.

BOURBON M., 1978. Mesozoic evolution of Western North Atlantic and North Tethyan Margins : a comparison. In BENSON W.E., SHERIDAN R.E. et al., Initial Reports of the DSDP, vol. XLIV, Washington, U.S. Government Printing Office, 949-969.

BOURBON M., 1979. Petrographic and sedimentological study of the Cretaceous-Paleocene sequence of Hole 398D. In RYAN W.B.F., SIBUET J.C., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XLVII B, Washington, U.S. Government Printing Office, sous presse.

BOURBON M., BERNOULLI D., KARPOFF A.M., 1980. Concrétions d'origine diagénétique dans les nodules polymétalliques. En préparation.

BOURBON M., GRACIANSKY P.C. de, LEMOINE M., MEGARD-GALLI J., MERCIER D., 1975. Carbonates de plate-forme et séries pélagiques condensées dans le Mésozoïque de la zone briançonnaise (Alpes françaises). Excursions A5 et 25, livret-guide, IXe Congrès Int. Sédimentologie, Nice, 1975, 155 p.

BRAMLETTE M.N., 1961. Pelagic sediments. In : M. SEARS (Ed), Oceanography-Publ. Am. Assoc. Advan. Sci., 67, 345-366.

BRONGERSMA-SANDERS M., 1967. Barium in pelagic sediments and in diatoms. Kkl. Nederl. Akad. Wetersch. Proc., B, 93-99.

BURNS R.G., BURNS V.M., 1977. Mineralogy. In Marine manganese deposits (Elsevier oceanography series, 15, GLASBY ed.), 185-248.

BUSER W., GRUETTER A., 1956. Über die Natur der Manganknollen. Schweiz. Min. Petrogr. Mitt., 36, 49-62.

CALVERT S.E., 1968. Silica balance in the ocean and diagenesis. Nature, Lond., 219, 919-920.

CALVERT S.E., 1971. Composition and origin of North Atlantic deep sea cherts. Contr. Miner. Petrol. 33, 273-288.

CALVERT S.E., 1974. Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. In Pelagic sediments : on land and under the sea (HSU et JENKYNS, eds), Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., 1, 273-299.

CALVERT S.E., 1977. Mineralogy of silica phases in deep sea cherts and porcelanites. Phil. Trans. Royal. Soc., A, 286, 239-252.

CALVERT S.E., PRICE N.B., 1970. Composition of manganese nodules and manganese carbonates from Loch Fyne, Scotl. Contrib. Miner. Pet., 29, 215-233.

CALVERT S.E., PRICE N.B., 1977. Geochemical variation in ferromanganese nodules and associated sediments from the Pacific Ocean. Mar. Chem., 5, 43-74.

CALVERT S.E., PRICE N.B., 1977. Shallow water, continental margin and lacustrine nodules ; distribution and geochemistry. In Marine manganese deposits (Elsevier oceanography series, 15, GLASBY, ed), 45-86.

CARON J.M., 1977. Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse Orientale. Mém. Univ. Louis Pasteur de Strasbourg, 48, 326 p.

CAYEUX L., 1929. Les roches siliceuses. Mém. Carte Géol. Fr., 774 p.

CAYEUX L., 1939. Les phosphates de chaux sédimentaires de France (France métropolitaine et d'Outre-mer). Serv. Carte Géol. Fr., 1019 p.

CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A., PIERUCCINI U., 1971. Contributo alla conoscenza del Giurassico dell' Appennino umbro-marchigiano. Studi Geol. Camerte, Camerino, I, 7-89.

CHENET P.Y., 1978. La marge téthysienne au Mésozoïque dans le secteur subbriançonnais entre Gap et le Col du Galibier (Alpes occidentales françaises). ENSMP, Thèse de Docteur-Ingénieur, 385 p.

CHENET P.Y., FAURE P., 1976. Paléotectonique synsédimentaire et reconstitution de paléoenvironnements dans le Jurassique et le Crétacé de la nappe de Roche Charnière et de la klippe frontale de Champcella. Ecole Nat. Sup. des Mines, Paris. Rapport d'option inédit, 82 p.

COLOM G., RANGHARD Y., 1966. Les couches à protoglobigérines de l'Oxfordien supérieur de l'île d'Ibiza et leurs équivalents à Majorque et dans le domaine subbétique. Rev. Micropaléont., 9, 1, 29-36.

CRONAN D.S., 1967. Geochemistry of some manganese nodules and associated pelagic deposits. Thesis, Univ. of London, 342 p.

CRONAN D.S., 1977. Deep-sea nodules : distribution and geochemistry. In Marine manganese deposits (Elsevier oceanography series, 15, GLASBY ed), 11-44.

CRONAN D.S., TOOMS J.S., 1968. A microscopic and electron probe investigation of manganese nodules from the north-west Indian Ocean. Deep Sea Res., 15, 215-233.

CRONAN D.S., TOOMS J.S., 1969. The geochemistry of manganese nodules and associated pelagic deposits from the Pacific and Indian oceans. Deep-sea Rés. 16, 4, 335-359.

D'ANGLEJAN B.F., 1967. Origin of marine phosphorites off Baja California, Mexico. Mar. Geol., 5, 15-44.

DEBELMAS J., 1952. Exemples de glissements sous-marins dans le Dogger et le Malm briançonnais. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, XXX, 107-109.

DEBELMAS J., 1955. Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). Mém. Carte Géol. Fr., 171 p.

DEBELMAS J., 1956. Remarques sur la structure du secteur central du Massif de Peyre-Haute, au S de Briançon, Hautes-Alpes (zone briançonnaise). La cordillère de Maravoise. C.R. Acad. Sc. Paris, 242, 1746-1748.

DEBELMAS J., LEMOINE M., 1962. Remarques sur la structure de la zone briançonnaise dans le massif de Peyre-Haute entre Briançon et la vallée du Guil (Hautes-Alpes). Trav. Lab. Géol. Grenoble, 38, 205-217.

DIETZ R.S., EMERY K.O., SHEPARD F.O., 1942. Phosphorite deposits on the sea floor of southern California. Bull. Geol. Soc. Am., 53, 1, 815-847.

DIVERS AUTEURS, 1965. Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Briançonnais (Hautes-Alpes). 1-5/9/1964. C.R. somm. Soc. Geol. France, 11, 433-472.

DUNOYER DE SEGONZAC G., 1969. Les minéraux argileux dans la diagénèse, passage au métamorphisme. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lor., 29, Strasbourg, 320 p.

DUONG D., 1974. L'Oxfordien moyen et supérieur à faciès grumeleux de la cluse de Chabrières (Basses-Alpes) : milieu de sédimentation, biostratigraphie, paléontologie. Lyon, Univ. Cl. Bernard, Thèse 3e cycle, 140 p.

DUQUESNOIS L., 1975. Etude sédimentologique du Malm et du Crétacé briançonnais dans le massif du Galibier (Hautes-Alpes). Ecole Nat. Sup. des Mines de Paris. Rapport d'option inédit, 91 p.

EHRLICH H.L., 1963. Bacteriology of manganese nodules. Bacterial action on Mn in nodules enrichments. Appl. Microbiol., 11, 15-19.

EHRLICH H.L., 1972. The role of microbes in manganese nodule genesis and degradation. In : D.R. Horn (Ed). Ferro-manganese deposits on the ocean floor. National Science Foundation. Washington D.C., 63-69.

ELLENBERGER F., LEMOINE M., SIGAL J., 1952. Sur l'âge des marbres en plaquettes du Briançonnais et des marbres chloriteux de la Vanoise. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., 205-207.

ELMI S., 1978. Bioturbation et tri mécanique, facteurs déterminants dans la genèse des calcaires "noduleux" et des "Ammonitico rosso". Réun. Ann. Sc. Terre, Lyon.

EL WAKEEL S.K., RILEY J.P., 1961. Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments. Geochim. Cosmo chim. Acta, 25, 110-146.

EMERY K.O., UCHUPI E., 1972. Western North Atlantic ocean : topography, rocks, structure, water, life and sediments. Amer. Assoc. of Petrol. Geol., Tulsa, Okla., 17, 532 p.

ENAY R., BOURBON M., GRACIANSKY P.C. DE., 1979. Diachronisme des faciès ammonitico rosso dans la zone briançonnaise (région de Briançon). Symposium "Sédimentation Jurassique W européen", A.S.F. Publ. spéc., 1, 135-143.

ERNST W.G., CALVERT S.E., 1969. An experimental study of the recrystallisation of porcelanite and its bearing on the origin of some bedded cherts. Am. J. Sci., 267 A, 114-133.

ESPITALIE J., LAPORTE J.L., MADEC M., MARQUIS F., LEPLAT P., PAULET J., BOUTEFEU A., 1977. Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. Rev. Inst. Fr. Pétrole, 32, 1, 23-42.

FARINACCI A., 1967. La serie giurassico-neocomiana di Monte Lacerone (Sabina). Nuove vedute sull' interpretazione paleogeografica delle aree di facies umbro-marchigiana. Geol. rom., 6, 421-480.

FISCHER A.G., GARRISON R.E., 1967. Carbonate lithification on the sea floor, J. Geol., 75, 488-496.

GARRISON R.E., FISCHER A.G., 1969. Deep-water limestones and radiolarites of the alpine Jurassic. Soc. Econ. Paleontologists. Mineralogists. Spec. Publ. U.S.A., 14, 20-56.

GIANOTTI A., 1958. Deux faciès du Jurassique supérieur en Sicile. Rev. Micropaléont. 1, 1, 38-51.

GIGNOUX M., 1936. Stratigraphie de la bordure ouest du Briançonnais, entre Briançon et le Galibier ; origine de la "quatrième écaille" briançonnaise. Bull. Soc. Géol. France, 5, VI, 155-163.

GIGNOUX M., MORET L., 1938. Description géologique du bassin supérieur de la Durance. Trav. Lab. Géol. Grenoble, 21, 295 p.

GLASBY G.P., 1972. The mineralogy of manganese nodules from a range of marine environments. Mar. Geol., 13, 57-72.

GLASBY G.P., 1977. Marine manganese deposits. Elsevier. 523 p.

GOGUEL J., 1942. La chaîne de Montbrison. Essai de coordination tectonique (feuille de Briançon au 1/50.000e). Bull. Serv. Carte Géol. France, XLIII, 211, 109-118.

GOLDBERG E.D., 1954. Marine geochemistry, I. Chemical scavengers of the sea. J. Geol., 62, 249-265.

GOLDBERG E.D., ARRHENIUS G., 1958. Chemistry of pacific pelagic sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, 13, 153-212.

GRACIANSKY P.C. DE, BOURBON M., CHENET P.Y., CHARPAL O. DE, LEMOINE M., 1980a. Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'océan atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. Bull. Soc. Géol. France, Séance spécialisée, Brest, 1978, sous presse.

GRACIANSKY P.C. DE, CHENET P.Y., 1979. Sedimentological study of cores 138 to 56 (Upper Hauterivian to Lower Cenomanian), an attempt at reconstruction of paleoenvironments (DSDP-IPOD), Site 398 D. In RYAN W., SIBUET J.C. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XLVII B, Washington, U.S. Government Printing Office, sous presse.

GRACIANSKY P.C. DE, DEROO G., HERBIN J.P., MERCIER D., MUELLER C., SIGAL J., 1980b. Environnements sédimentaires dans l'Atlantique Nord au cours du Crétacé d'après l'étude des forages DSDP-IPOD. Réunion Spéc. Soc. Géol. Fr., Villefranche S/ Mer, 10-11 Déc. 1979.

GRAHAM J.W., COOPER S.C., 1959. Biological origin of manganese-riche deposits on the sea-floor. Nature, 183, 1050-1051.

GREENSLATE J., 1974. Microorganisms participate in the construction of manganese nodules. Nature, 249, 181-183.

GROUPE GALICE, 1979. The continental margin of Galicia and Portugal. Acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy and structural evolution. In RYAN W.B.F., SIBUET J.C. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XLVII B, Washington, U.S. Government Printing Office, sous presse.

GRUENDEL J., ROSLER H.J., 1963. Zur Enstehung der oberdevonischen Kalkknollengesteine. Thuringens. Geologie, 12, 1009-1038.

GRUNAU, H.R., 1965. Radiolarian cherts and associated rocks in space and time. Eclogae. geol. Helv., 58, 157-208.

HALLAM, A., 1967. Sedimentology and palaegeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region. Scott. S. Geol., 3, 195-220.

HAUG E., KILIAN W., 1900. Feuille de Gap au 1/80.000e. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 73, XI.

HEATH G.R., MOBERLY R. Jr., 1971. Cherts from the Western Pacific, Leg VII, DSDP. In WINTERER E.L., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. VII, Washington, U.S. Government Printing Office, 991-1007.

HOFFERT M., KARPOFF A.M., SCHAAF A., PAUTOT G., 1980. The sedimentary deposits of the Tiki basin (South East Pacific), passage from carbonate oozes to "metalliferous sediments". Coll. CNRS sur la genèse des nodules de manganèse, n° 289, Gif s/ Yvette, 1978, 101-112.

HOLLISTER C.D., EWING J.I., et al., 1972. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XI, Washington, U.S. Government Printing Office.

HOLLMANN R., 1962. Ueber Subsolution und die "Knollenkalke" des Calcare Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm ; Nordicalien). Neues Jb. Geol. Palaeont. Mh. 1962, 163-179.

HOLLMANN R., 1964. Subsolutions-Fragmente (Zur Biostratinomie der Ammonoidea im Malm des Monte Baldo/Norditalien). Neues Jb. Geol. Palaeont. Abh., 119, 22-82.

HUDSON J.D., JENKYNS H.C., 1969. Conglomerates in the Adnet limestones of Adnet (Austria) and the origin of the "scheck". Neues Jb. Geol. Palaeontol. Monatsh. Dtsch., 1969, 09, 552-558.

ICHIKUNI M., 1973. Partition of strontium between calcite and solution : effect of substitution by manganese. Chem. Geology, 11, 315-319.

JENKYNS H.C., 1974. Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic : a diagenetic model. In Pelagic sediments : on land and under the sea (HSU et JENKYNS , eds). Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., 1, 249-271.

JURGAN H., 1969. Sedimentologie der Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. Geol. Rdsch., 58, 464-501.

KARPOFF A.M., 1977. Plättchenformiges silizium mit polymetallischen konkretionen vergesellschaftet aus den rezenten sedimenten des Nördlischen Pazific. In Ergebnisse der Manganknollen-Wissenschaftsfahrt VA.13-2, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, p. 1.

KARPOFF A.M., 1980. The sedimentary deposits of Suiko sea-mount (Leg 55, site 433) : from the reef environment to the pelagic sedimentation. In JACKSON E.D., KOIZUMI I. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. LV, Washington, U.S. Government Printing Office. Sous presse.

KARPOFF A.M., PETERSCHMITT I., HOFFERT M., 1980. Mineralogy and geochemistry of sedimentary deposits on Emperor Seamounts (leg 55, Sites 430, 431, 432) : authigenesis of silicates, phosphates and ferromanganese oxides. In JACKSON E.D., KOIZUMI I. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. LV, Washington, U.S. Government Printing Office, sous presse.

KASAKOV A., 1937. Les faciès phosphatés et la genèse des phosphates. Traduc. Inst. Sci. Fertil. et insectofungicides d'U.R.S.S., 142, 93-113.

KASTNER M., KEENE J.B., GIESKES J., 1977. Diagenesis of siliceous oozes. Geochim. Cosmochim. Acta, 41, 8, 1041-1059.

KEENE J.B., 1975. Cherts and porcelanites from the North Pacific, DSDP Leg XXXII. In LARSON R.L., MOBERLY R., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XXXII, Washington, U.S. Government Printing Office, 429-507.

KENNETT J.P., HOUTZ R.E., et al., 1974. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XXIX, Washington, U.S. Government Printing Office.

KILIAN W., 1892. Sur l'existence du Jurassique supérieur dans le massif du Grand Galibier. Bull. Soc. Géol. Fr., 3, 20, p. 21.

KILIAN W., 1899. Feuille de Gap au 1/80.000e. Bull. Serv. Carte Géol. France, 69, X.

KINSMAN J., 1969. Diagenetic history of limestones determined from Sr^{++} distribution. In : carbonate cements. John Hopkins, ed. Univ. Studies in Geology, 19, 259-263.

KRAMER J.R., 1964. Sea water-saturation with apatites and carbonates. Science, 146, 3644, 637-638.

KRAUSKOPF K.B., 1959. The geochemistry of silica in sedimentary environments. In Silica in sediments (IRELAND, Ed). Spec. Publs. Soc. econ. Paleont. Miner., Tulsa, 7, 4-19.

KRUMBEIN W.C., GARRELS R.M., 1952. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. Journ. of Geology, 60, 1, 1-33.

KU T.L., 1977. Rates of accretion. In Marine manganese deposits (Elsevier oceanography series, 15, GLASBY ed), 249-268.

KU T.L., GLASBY G.P., 1972. Radiometric evidence for the rapid growth rate of shallow-water continental margin manganese nodules. Geochim. Cosmochim. Acta, 36, 699-703.

LALOU C., BRICHET E., 1975. Résultats récents sur l'étude de la genèse des nodules de manganèse. IXe Congrès Int. de sédimentologie, Nice, 1975, th. 9, 63-68.

LANCELOT Y., 1973. Chert and silica diagenesis in sediments from the central Pacific. In WINTERER E.L., EWING J.E. et al., Initial Reports of the Deep sea Drilling Project, vol. XVII, Washington, U.S. Government Printing Office, 377-405.

LANCELOT Y., HATHAWAY J.C., HOLLISTER C.D., 1972. Lithology of sediments from the Western North Atlantic, Leg XI, Deep Sea Drilling Project. In HOLLISTER C.D., EWING J.I. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XI, Washington, U.S. Government Printing Office, 901-949.

LANDERGREN S., 1958. Phosphorus. In Geochemistry. GOLDSCHMIDT V.M (MUIR ed.) Oxford Univ. Press, 454-467.

LEMOINE M., 1953a. Le problème de la transgression des marbres en plaquettes dans la zone briançonnaise. C.R. Acad. Sc. Paris, 236, 1056-1058.

LEMOINE M., 1953b. Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire. Bull. Soc. Geol. Fr., 6, III, 105-120.

LEMOINE M., 1967. Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. Geol. Rundschau, 56, 320-335.

LEMOINE M., 1975. Mesozoic sedimentation and tectonic. Evolution of the Briançonnais zone in the Western Alps. Possible evidence for an Atlantic-type margin between the European Craton and the Tethys. IXe Congrès intern. de sédimentologie, Nice. Thème 4, 2, 211-216.

LORY C., 1884. Note sur deux faits nouveaux de la géologie du Briançonnais (Hautes-Alpes). Bull. Soc. Géol. France, 3, XII, 117-120.

LUCAS G., 1955a. Caractères pétrographiques de calcaires noduleux, à faciès ammonitico rosso, de la région méditerranéenne. C.R. Acad. Sc. Paris, 240, 1909-1911.

LUCAS G., 1955b. Caractères géochimiques et mécaniques du milieu générateur des calcaires noduleux à faciès ammonitico rosso. C.R. Acad. Sc. Paris, 240, 2000-2002.

LUCAS G., 1955c. Signification paléocéanique des calcaires noduleux à faciès ammonitico rosso. C.R. Acad. Sc. Paris, 240, 2342-2344.

LUCAS G., 1966. Fonds durcis, lacunes sous-marines, séries condensées et ondes marines séismiques ou "Tsunami". C.R. Acad. Sc. Paris, 262, 2141-2144.

LYNN D.C., BONATTI E., 1965. Mobility of manganese in diagenesis of deep sea sediments. Mar. Geol., 3, 457-474.

MC CONNELL D., 1938. The problem of the carbonate-apatites. A carbonate oxy-apatite (dahllite). Am. J. Sc. 5, 36, 296-303.

MC CONNELL D., 1965. Precipitation of phosphates in sea water. Econ. Geol., 60, 1059-1062.

MANHEIM F.T., 1965. Manganese-iron accumulations in the shallow marine environment. In Symposium on marine geochemistry. Naragansett Mar. Lab. Occ. Publ., 3, 217-276.

MANHEIM F.T., 1972. Composition and origin of manganese-iron nodules and pavements on the Blake Plateau. In D.R. HORN. Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor. National Science Foundation. Washington D.C. p. 105.

MARLOWE J., 1971. Dolomite, phosphorite and carbonate diagenesis on a caribbean seamount. J. Sedim. Petrol. 41, 3, 809-827.

MEGARD-GALLI J., 1972. Données nouvelles sur le Carnien dans la zone briançonnaise entre Briançon et la vallée du Guil : conséquences tectoniques et paléogéographiques. Géologie alpine, 48, 1, 131-142.

MEGARD-GALLI J., 1974. Age et caractéristiques sédimentologiques du Trias dolomitique des unités piémontaises externes (zone du Gondran) entre Arc et Ubaye. Géologie alpine, 50, 18 p.

MEGARD-GALLI J., RAUD A., 1977. Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. Bull. B.R.G.M., IV, 3, 233-250.

MERCIER D., 1977. Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (Hautes Alpes). Thèse de 3e cycle. Univ. Paris VI, 352 p.

MERO J.L., 1962. Ocean floor manganese nodules. Econ. Geol., 57, 747-767.

MERO J.L., 1965. The mineral resources of the sea. Elsevier Pub. Cop. Amsterdam - London - New-York, 312 p.

MICHARD G., 1971. Theoretical model for manganese distribution in calcareous sediment cores. J. Geophys. Res., 76, 2179-2186.

MICHARD G., 1978. Chimie du manganèse dans l'océan à l'interface eau-sédiment. Col. CNRS n° 289. Sous presse.

MILLIMAN J.D., 1966. Submarine lithification of carbonate sediments. Science, 153, 994-997.

MILLIMAN J.D., ROSS D.A., KU T.L., 1969. Précipitation and lithification of deep-sea carbonates in the Red Sea. J. Sedim. Petrol., 39, 724-736.

MILLOT G., 1964. Géologie des argiles. Masson et Cie, Paris, 499 p.

MONTADERT L., ROBERTS D.G., et al., 1979. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume XLVIII, Washington, U.S. Government Printing Office.

MONTY C.L., 1971. An autoecological approach of intertidal and deep water stromatolites. Ann. Soc. Geol. Belg., 94, III, 265-276.

MONTY C.L., 1973. Les nodules de Mn sont des stromatolithes océaniques. C.R. Acad. Sc. Paris, 276, D, 3285-3288.

MORET L., BLANCHET F., 1924. Contribution à l'étude du Crétacé intra-alpin (Alpes occidentales). Le problème des "marbres en plaquettes". Bull. Soc. géol. France, 4, 24, 312-320.

MUELLER J., FABRICIUS F., 1974. Magnesian -calcite nodules in the Ionian deep sea- an actualistic model for the formation of some nodular limestones. In Pelagic sediments : on land and under the sea (HSU et JENKYNS, Eds). Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., 1, 235-247.

MURATA K.J., LARSON R.R., 1975. Diagenesis of miocene siliceous shales, Temblor Range, California. Jour. Research U.S. Geol. Survey, 3, 5, 553-566.

MURRAY J., RENARD A.F., 1891. Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. Challenger in the years 1872 to 1876. Rept. Voyage Challenger, London, Longmans, 525 p. (réédité en 1965 : New York, Johnson Reprint Co).

MURRAY J.W., BREWER P.G., 1977. Mechanisms of removal of manganese, iron and other trace metals from sea water. In Marine manganese deposits (Elsevier oceanography series, 15, GLASBY ed), 291-326.

NATHAN Y., LUCAS J., 1972. Synthèse de l'apatite à partir du gypse ; application au problème de la formation des apatites carbonatées par précipitation directe. Chem. Geol., 9, 99-112.

NATHAN Y., LUCAS J., 1976. Experiences sur la precipitation directe de l'apatite dans l'eau de mer : implication dans la genèse des phosphorites. Chem. Geol., 18, 181-186.

NOVBAKHT K., 1968. Sedimentologische Beobachtungen an diagenetisch entstandenen Eisenoxydkrusten (Oberer Jura, zentraler Apennin). Diplomarbeit. Université de Bâle, inédit.

PARKER R.J., SIESSER W.G., 1972. Petrology and origin of some phosphorites from the South African continental margins. J. Sedim. Petrol., 42, 434-440.

PAUTOT G., HOFFERT M., KARPOFF A.M., SCHAAF A., 1980. Le bassin de Tiki (Pacifique Sud Central) : relation entre composition-distribution des nodules et la morphologie du fond. Coll. CNRS sur la genèse des nodules de manganèse, n° 289, Gif s/ Yvette, 1978, 113-118.

PAUTOT G., MELGUEN M., 1975. Courants profonds, hiatus sédimentaires et nodules polymétalliques. IXe Congrès intern. Sédimentol. Nice 1975, th. 8, 57-63.

PETERSON M.N.A., 1966. Calcite : rates of dissolution in a vertical profile in the central Pacific. Science, 154, 1542-1544.

POSTUMA J.A., 1971. Manual of planctonic foraminifera. Elsevier publ. comp. Amsterdam, 420 p.

PRATT R.M., MAC FARLIN P.E., 1966. Manganese pavement on the Blake Plateau. Science 151, 3714, 1080-1082.

PRESLEY B.J., KAPLAN I.R., 1968. Changes in dissolved sulfate, calcium and carbonate from interstitial water of near shore sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, 32, 1037-1048.

PYTKOWICZ R.M., 1968. The carbon dioxide carbonate system at high pressures in the oceans. Oceanogr. mar. Biol. Ann. Rev., 6, 83-135.

RAAB W.J., MEYLAN M.A., 1977. Morphology. In Marine manganese deposits (Elsevier oceanography series, 15, GLASBY ed), 109-146.

REMANE J., 1963. Les calpionelles dans les couches de passage Jurassique-Crétacé de la fosse vocontienne. Trav. Lab. Geol. Fac. Sc. Grenoble, 3, 25-82.

RENARD D., MICHARD G., HOFFERT M., 1976. Comportement géochimique du cuivre, du nickel et du cobalt à l'interface eau-sédiment. Application à l'enrichissement en ces éléments dans les formations ferromanganésifères. Mineral. Deposita (Berl.), 11, 380-393.

REVELLE R.R., 1944. Marine bottom samples collected in the Pacific Ocean by the Carnegie on its seventh cruise. Publs Carnegie Inst., 556, 1, 180 p.

SCHLAGER W., 1974. Preservation of cephalopod skeletons and carbonate dissolution on ancient Tethyan sea floors. In Pelagic sediments : on land and under the sea (HSU et JENKYNS, eds). Spec. Publs Int. Ass. Sediment., 1, 49-70.

SCLATER J.G., ANDERSON R.N., BELL M.L., 1971. The elevation of ridges and the evolution of the central eastern Pacific. Jour. Geophys. Research, 76, 7888-7915.

SEIBOLD E., THIEDE J., 1979. Paleogeography and paleobathymetry of the Mesozoic and Cenozoic North Atlantic Ocean. Geo Journal. 3, 3, p. 263-272.

SHELDON R.P., 1964. Paleolatitudinal and paleogeographic distribution of phosphorites. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper., 501-C, 106-113.

SLANSKY M., 1964. Généralités sur la sédimentation phosphatée et la recherche du phosphate. Bull. B.R.G.M., 1964, 1, 43-61.

SMITH A.G., BRIDEN J.C., 1977. Mesozoic and cenozoic paleocontinental maps. Cambridge University press, 63 p.

SOREM R.K., 1967. Manganese nodules : nature and significance of internal structures. Econ. Geol., 62, 141-147.

SOREM R.K., FEWKES R.H., 1977. Internal characteristics. In Marine manganese deposits (Elsevier oceanography series, 15, GLASBY ed), 185-248.

STEFANSSON U., 1966. Influence of the Surtsey eruption on the nutrient content of the surrounding seawater. Jour. Mar. Res., 24, 2, 241-268.

STEINBERG M., DESPRAIRIES A., FOGELGESANG J.F., MARTIN A., CARON D., BLANCHET R., 1977. Radiolarites et sédiments hypersiliceux océaniques : une comparaison. Sedimentology, 24, 4, 547-563.

STEINMANN G., 1905. Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtsche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br., 16, 18-67.

STEINMANN G., 1925. Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung ? Geol. Rdsch., 16, 435-468.

SZULCZEWSKI M., 1965. Observation sur la genèse des calcaires noduleux des Tatras. Ann. Soc. Géol. Pologne, 243-261.

TERMIER P., 1903. Les montagnes entre Briançon et Vallouise. Mem. Serv. Carte Géol. France, 182 p.

THIEULOY J.P., 1963. Nouveaux apports à la faune tithonique du col du Lauzon (Hautes-Alpes). Trav. Lab. Géol. Grenoble, 39, 283-302.

TISSOT B., 1955. Etude géologique des massifs du Grand Galibier et des Cerces (zone briançonnaise). Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, XXXII, 111-193.

TOOMS J.S., SUMMERHAYES C.P., CRONAN D.S., 1969. Geochemistry of marine phosphorites and manganese deposits. Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev., 7, 49-100.

TRICART P., 1974. Les schistes lustrés du Haut-Cristillan (Alpes Cottiennes, France) : lithostratigraphie, architecture et tectonogenèse. Géol. Alpine, 50, 131-152.

TRICART P., 1975. Les rétrocharriages dans les Alpes occidentales : évolution transversale des structures associées entre les terres noires d'Embrunais et les Schistes lustrés du Queyras (France). Sci. Géol. Bull., Strasbourg, 28, 239-259.

TUCKER M.E., 1974. Sedimentology of Palaeozoic pelagic limestones : the Devonian Griotte (Southern France) and Cephalopodenkalk (Germany). In Pelagic sediments : on land and under the sea (HSU et JENKYNS, eds). Spec. Publs Int. Ass. Sediment., 1, 71-92.

TUREKIAN K.K., 1964. The marine geochemistry of strontium. Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 1479-1496.

TUREKIAN K.K., 1968. Deep sea deposition of barium, cobalt and silver. Geochim. Cosmochim. Acta, 32, 603-612.

VAN EYSINGA, F.W.B. (Compiler), 1975. Geological Time Table, 3rd ed. Elsevier, Amsterdam.

VAN HINTE J.E., 1976. A cretaceous time scale. A.A.P.G. Bull., 60, 498-516.

VARENTSOV I.M., 1975. Comparative characteristics of the processes of formation of iron-manganese ores in the recent shelf basins. IXe Congr. Intern. de Sédimentologie, Nice 1975, thème 9, 97-104.

VISSE L., 1948. Contribution à l'étude pétrographique des phosphates marocains. Bull. Soc. Géol. France, 5, XVIII, 675-684.

VON RAD U., ROESCH H., 1974. Petrography and diagenesis of deep sea cherts from the central Atlantic. In Pelagic sediments : on land and under the sea (HSU et JENKYNS, eds). Spec. Publs Int. Ass. Sediment., 1, 327-347.

WANLESS H.R., 1979. Limestone response to stress : solution and dolomitization. Journ.Sed.Petrol., 49, 4.

WEY R., SIFFERT B., 1961. Réactions de la silice monomoléculaire en solution avec les ions Al^{3+} et Mg^{2+}. In Genese et Synthèse des argiles. Coll. Intern. CNRS., 105, 11-23.

WISE S.W. Jr., BUIE B.F., WEAVER F.M., 1972. Chemically precipitated sedimentary cristobalite and the origin of chert. Eclog. Geol. Helv., 65, 157-163.

WISE S.W., WEAVER F.M., 1974. Chertification of oceanic sediments. In Pelagic sediments : on land and under the sea (HSU et JENKYNS, eds). Spec. Publs Int. Ass. Sediment., 1, 301-326.

CARTES GEOLOGIQUES :

au 1/80000e : Aiguilles, Briançon, Cap, Larche.

au 1/50000e : Aiguille de Chambeyron, Barcelonette, Briançon, Embrun, Guillestre, La Grave, Larche, Névache.

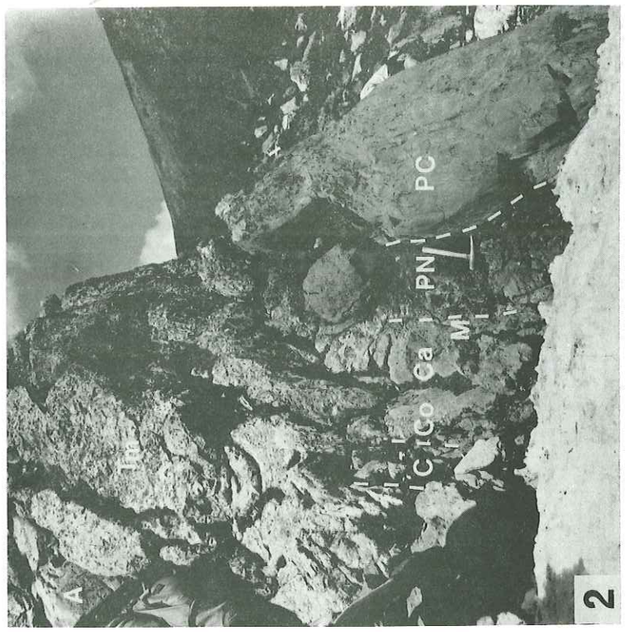
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

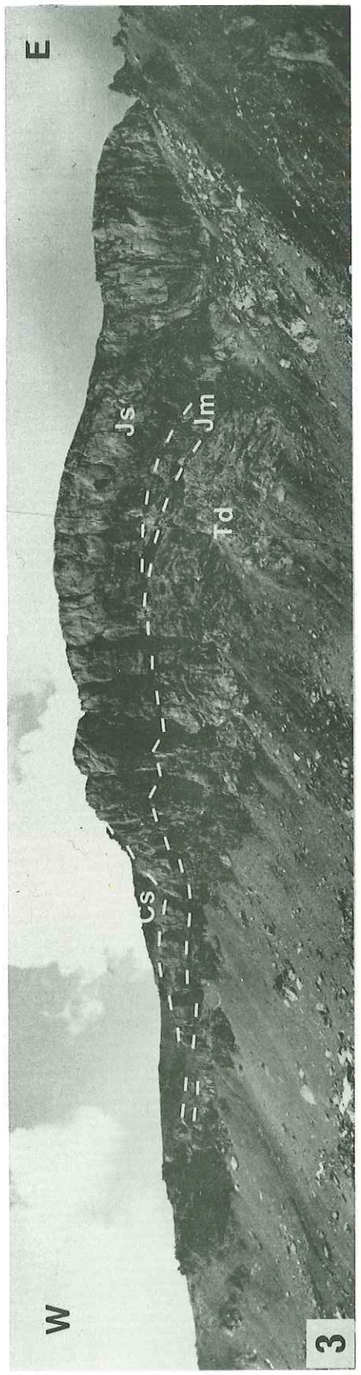
PLANCHE I. LES SERIES LACUNAIRES.

Ph. 1. La série de la Condamine (aire du Grand Bois ou de Grand Bois-Olive).
Td. Dolomies triasiques (Ladinien supérieur ou Carnien).
Js. Calcaires du Malm. On peut y distinguer, de bas en haut : calcaires noduleux rouges (Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur), calcaires noduleux beige-rosé (Kimméridgien-Tithonique inférieur), calcaires homogènes beiges bien lités (quelques mètres ; Tithonique supérieur-Berriasien inférieur).
Cs. Calcaires argileux rouges, verts ou beiges du Crétacé supérieur.
La première lacune, entre Trias et Malm, s'explique essentiellement par l'émersion du Briançonnais au Lias supérieur et au Dogger inférieur, et sans doute aussi par une érosion sous-marine, au début du Malm, des sédiments du Dogger supérieur.
La deuxième lacune, entre Malm et Crétacé supérieur, est due à un non-dépôt en milieu pélagique, parce que le fond était soit un haut-fond balayé par des courants, soit trop incliné pour que les sédiments puissent s'y maintenir.

Ph. 2. Une série extrêmement lacunaire et condensée.
A . Calcaires gris anisiens.
Tm. Brèche grise du Turonien moyen.
C . Calcaires légèrement argileux blancs du Coniacien.
Co, Ca et M. Calcaires argileux roses, contenant de fines gravelles triasiques, datés du Coniacien à leur base, du Campanien dans leur partie médiane, du Maestrichtien à leur sommet.
PN. "Clafoutis" de nodules ferrophosphatés et manganésifères (voir détail, pl. VIII, ph. 3). Age probable : Paléocène supérieur-Eocène inférieur.
PC. Calcaires argileux roses du Paléocène supérieur-Eocène inférieur.
La longue lacune entre Anisien et Turonien moyen s'explique à la fois par des érosions continentales au Lias supérieur-Dogger inférieur et par des condensations, des non-dépôts, et éventuellement des érosions en milieu pélagique à partir du Malm.
Coupe du Col de la Pisse, aire de Grand Bois-Olive.

Ph. 3. Les variations d'épaisseur des termes du Malm à la Condamine dans l'aire du Grand Bois. En 200 m de distance horizontale, l'épaisseur des termes du Malm passe de 40 m à l'Est à un mètre à l'Ouest. Ces variations sont vraisemblablement caractéristiques d'une sédimentation sur une pente irrégulière.





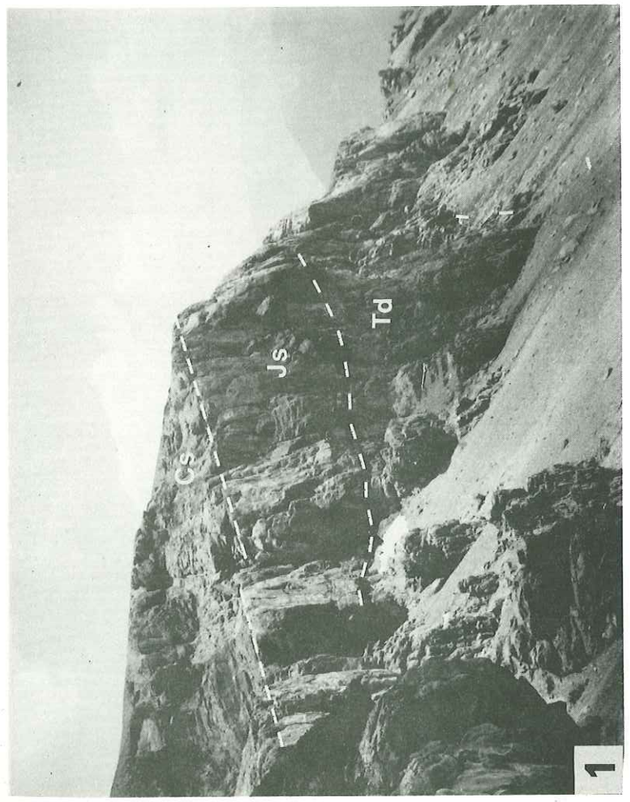
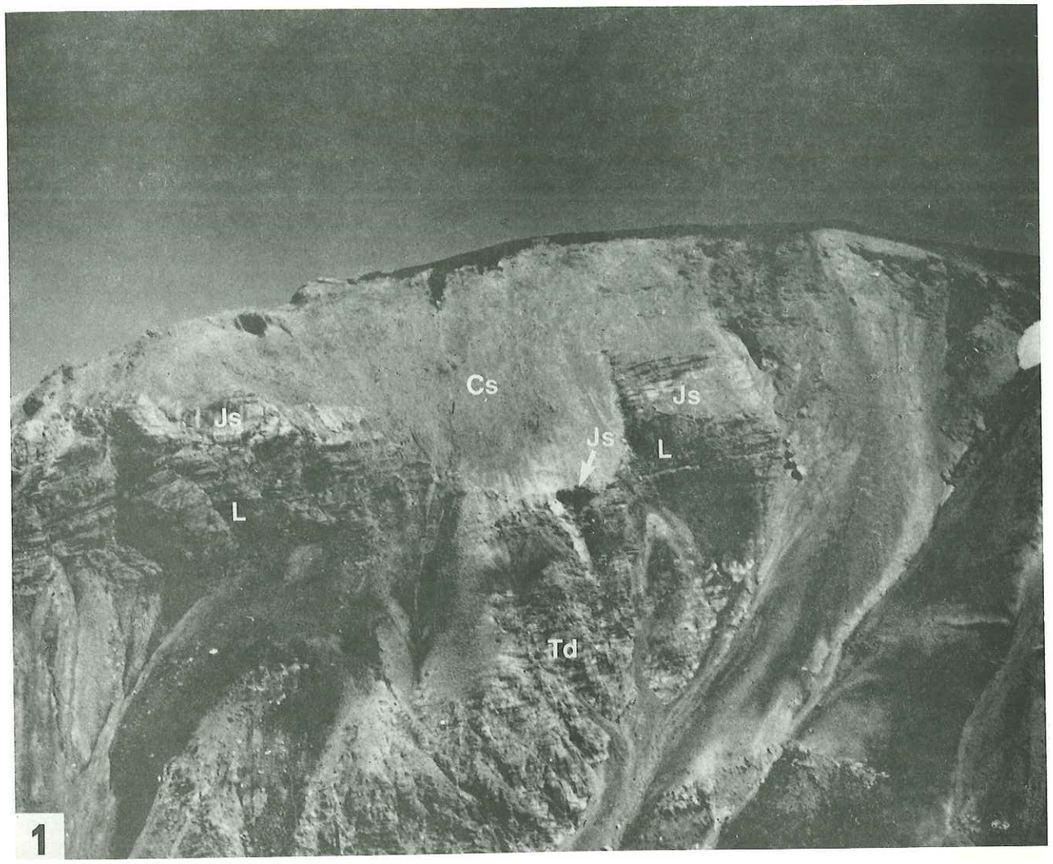


PLANCHE II. PALEORELIEFS ET GLISSEMENTS SYNSEDIMENTAIRES.

Ph. 1. Paléorelief de Roche de la Moutière dans l'aire de Peyre-Haute.
Td. Dolomies du Norien.
L . Calcaires du Lias.
Js. Calcaires du Jurassique supérieur.
Cs. Calcaires argileux du Crétacé supérieur.
Les calcaires du Jurassique supérieur ont encroûté un paléorelief complexe modelé dans les calcaires du Lias. Ce relief a ensuite été noyé par les calcaires argileux du Crétacé supérieur.

Ph. 2. Figures de déformations de type plastique dans un calcaire de Guillestre, vraisemblablement provoquées par un glissement synsédimentaire.
Arête SSE de Tête Noire, NE du point coté 2586,7, aire de Queyrellin-Tête Noire, Malm.

Ph. 3. Brèche résultant d'un glissement synsédimentaire. Le sédiment était composé d'une alternance de bancs calcaires beige-rosé et de niveaux de calcaires plus argileux et plus hématitiques. Lors du glissement, les premiers, presque indurés, ont été brisés ; les fragments se sont déposés plus bas, cimentés par le calcaire hématitique et argileux, resté plus fluide.
Rochers Plats du Lac Blanc, aire du Galibier, Berriasien.



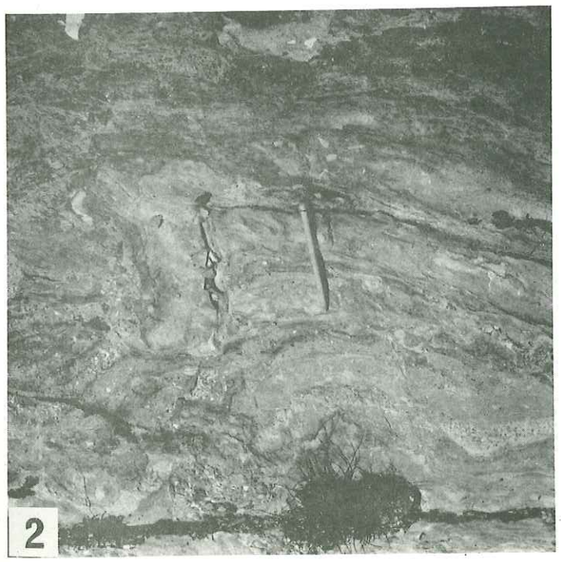


PLANCHE III. LES CALCAIRES DE GUILLESTRE

Ph. 1. Le calcaire de Guillestre à la Condamine, dans l'aire du Grand Bois (Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur). Ce calcaire montre ici une stratification assez nette, ce qui est loin d'être toujours le cas dans le reste du domaine briançonnais.

Ph. 2 et 3. Le calcaire de Guillestre à la coupe des Costes, dans l'aire de Roche Charnière (Oxfordien moyen-Kimméridgien).

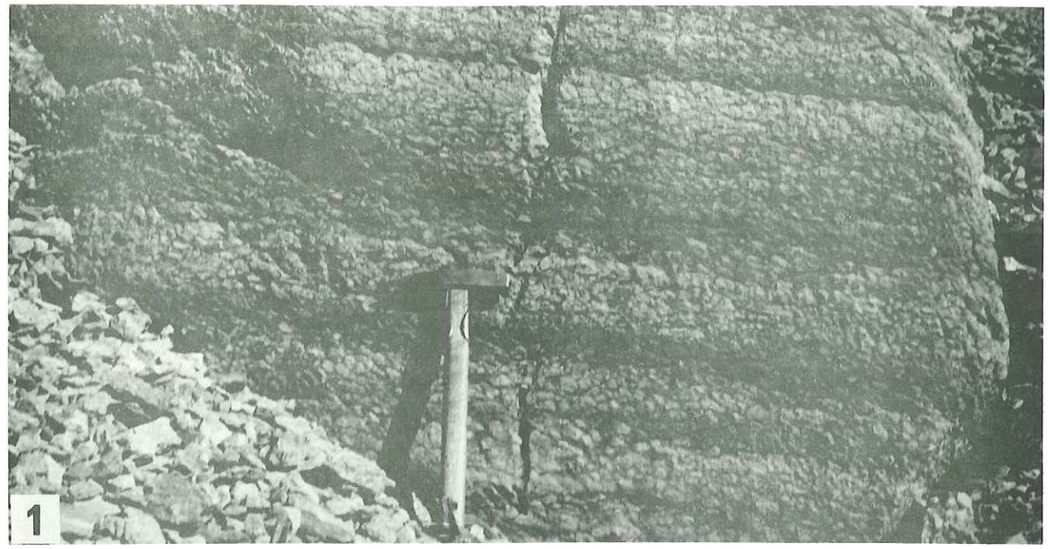
Le document 2 montre le rôle important joué ici par la diagénèse tardive (stylolites) dans la réalisation du faciès noduleux.

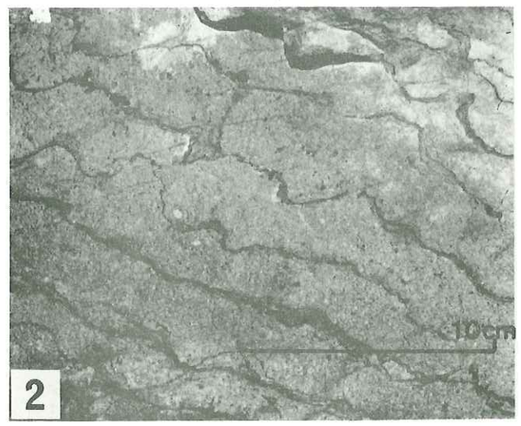
Le document 3 montre un calcaire noduleux pétri d'ammonites, déformées par la tectonique et largement entamées par les surfaces stylolitiques.

Ph. 4. Le calcaire de Guillestre dans l'aire de Souliers.

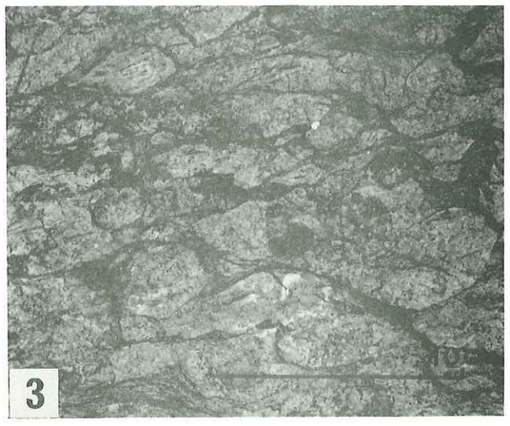
Ce calcaire noduleux montre un faciès rubanné très particulier, dû aux recristallisations métamorphiques et aux étirements tectoniques auxquels il a été soumis.

Coupe de Combrémond, Oxfordien-Kimméridgien probable.


1



2



3

4

PLANCHE IV. CERTAINS FACIES PARTICULIERS DU CALCAIRE DE GUILLESTRE.

Ph. 1. Un calcaire de Guillestre bien stratifié, montrant de nombreux indices de resédimentation.

1. Calcaire noduleux alternativement rouge, rose ou blanc, à bélemmites et *Aptychi*, déposé probablement sous l'ACD. Age : Tithonique-Berriasien inférieur.

2. Hard-ground souligné par un encroûtement ferromanganifère. Age probable : Berriasien inférieur.

3. Calcaire noduleux bioclastique, à ammonites, lamellibranches, *Aptychi*, crinoïdes (voir ph. 2 et 3). Age : Berriasien inférieur-Berriasien moyen.

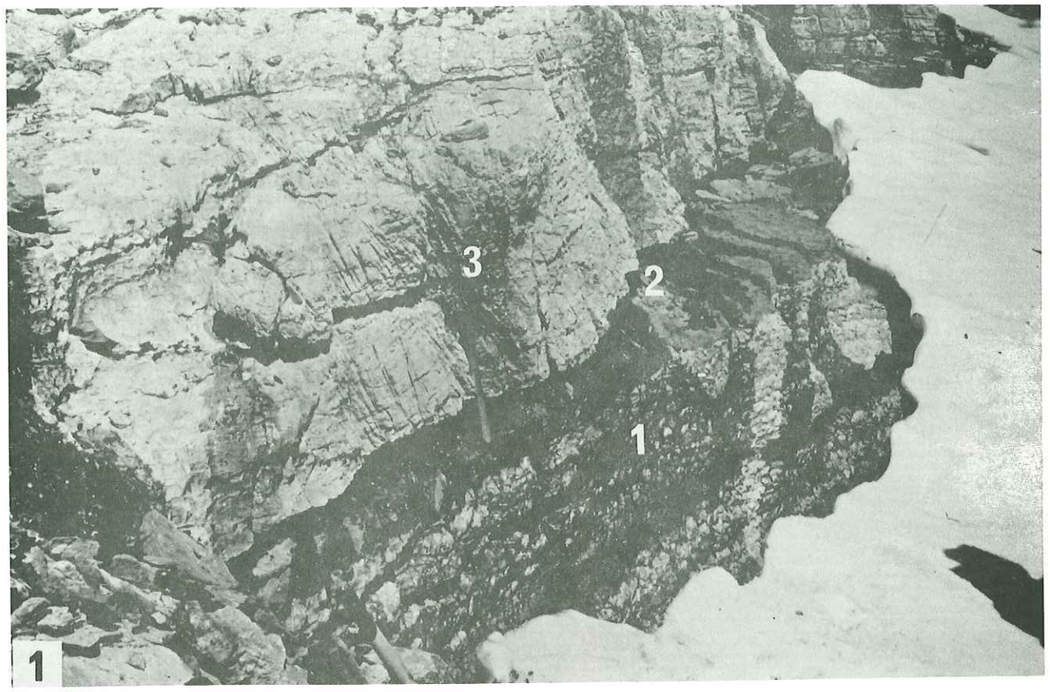
"Gisement des Ammonites", aire du Galibier.

Ph. 2 et 3. Détails du niveau 3 précédent.

Ph. 2. Lumachelle à lamellibranches, *Aptychi*, bélemnites, crinoïdes, montrant des niveaux extrêmement riches en faune. La surface de l'affleurement est ici presque parallèle à la surface de stratification.

Ph. 3. Calcaire noduleux pétri d'ammonites. Noter les nombreux filons sédimentaires remplis d'un matériel hématitique, dont beaucoup suivent les contours des ammonites ou de leurs loges. Ces filons sont le résultat du remplissage de fissures ouvertes dans le sédiment à l'amont de glissements synsédimentaires, ou de vides laissés par la dissolution diagénétique de tests aragonitiques.

"Gisement des Ammonites", aire du Galibier, Berriasien supérieur.



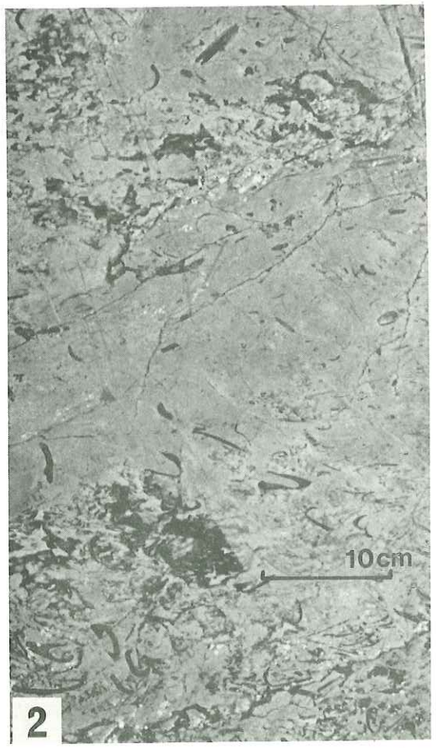


PLANCHE V. LES CALCAIRES A CHERTS.

Ph. 1. Calcaire de Guillestre à cherts rouges, faciès de transition entre les calcaires de Guillestre (Pl. III et IV) et les calcaires à cherts.
Arête SSE de Tête Noire, point coté 2586,7, Oxfordien-Kimméridgien.

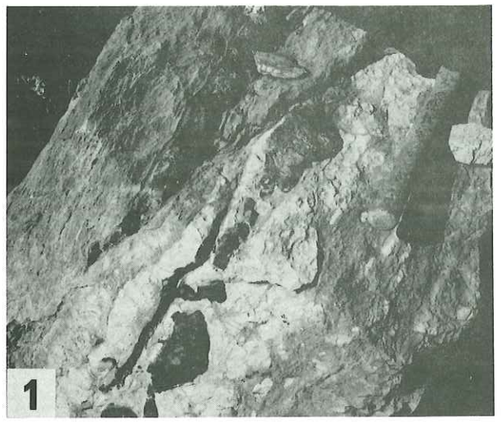
Ph. 2. Les calcaires à cherts sous leur faciès le plus courant.
(1) cherts situés au sein du banc,
(2) cherts situés le long des plans de stratifications.
Coupe de l'Aiguillas, aire de Champcella, Kimméridgien.

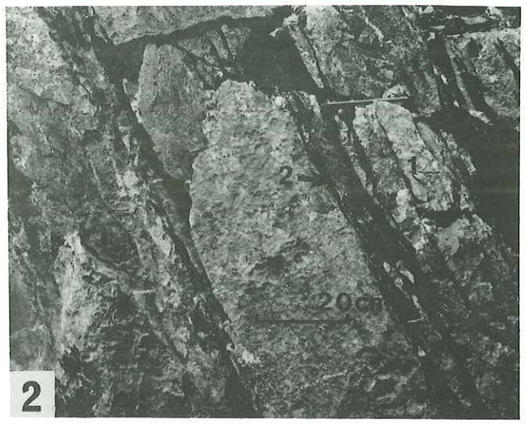
Ph. 3, 4 et 5. Les effets des glissements synsédimentaires sur les calcaires à cherts.

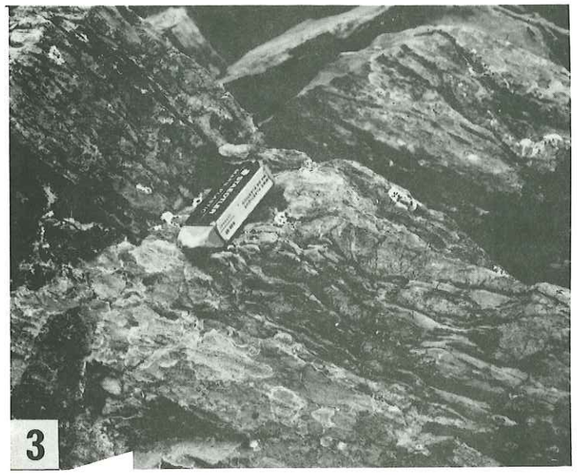
Ph. 3. Nous avons ici la preuve d'un degré d'induration bien particulier des cherts au moment du glissement. En effet, ils étaient alors déjà indurés, puisque les contraintes nées du glissement les ont brisés, mais encore plastiques, comme le montre le style de leurs déformations.
Coupe de l'Aiguillas, aire de Champcella, Kimméridgien.

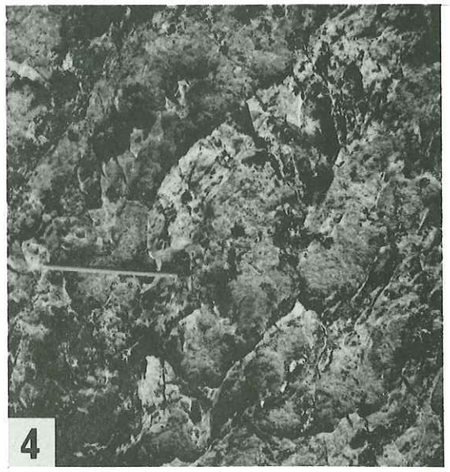
Ph. 4. Les remaniements du sédiment lors du glissement ont provoqué la naissance de ce faciès particulier, où les cherts apparaissent sous la forme de "flammes" ou de "flammèches".
Coupe de Montbrison N, aire des Aiguillons, Oxfordien probable.

Ph. 5. Le glissement a brisé les cherts précocement indurés, tandis que le sédiment calcaire, plus fluide, servait de matrice.
Coupe de Soureliou, aire de Champcella, Tithonique supérieur-Berriasien inférieur.


1


2


3


4

5

PLANCHE VI. OLISTOLITES ET BRECHES.

Ph. 1. Olistolite de carbonates triasiques dans les calcaires argileux du Crétacé supérieur.
Extrêmité S de la barre des Treuils, aire de Roche Charnière.

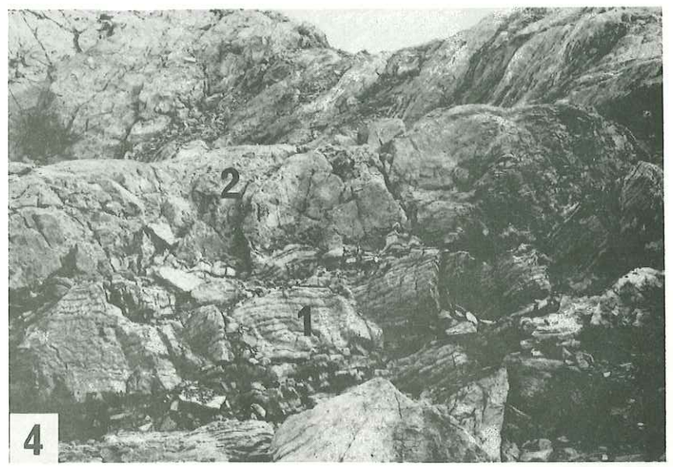
Ph. 2. Brèche à éléments de carbonates triasiques et à matrice de calcaire hématitique azoïque, probablement déposée sous les niveaux de compensation de l'aragonite et des foraminifères.
"Gisement des Ammonites", aire du Galibier, Callovo-Kimméridgien.

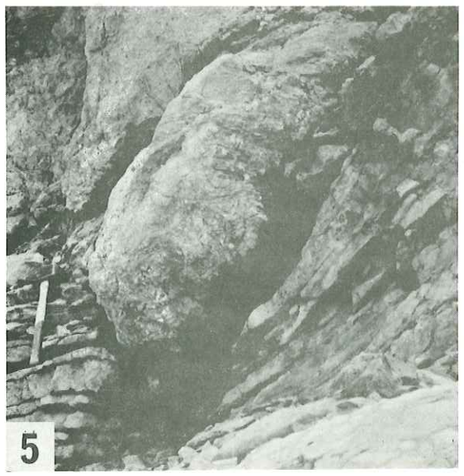
Ph. 3. Brèche "sans matrice". Les éléments sont des débris de carbonates triasiques et sont étroitement accolés, voire imbriqués les uns dans les autres. Les contacts sont fréquemment stylolitisés. La matrice est extrêmement rare ou absente.
Tête Noire, aire de Queyrellin - Tête Noire, Callovo-Oxfordien probable.

Ph. 4, 5 et 6. Un exemple de brèche déposée en une seule coulée.

Ph. 4 : (1) Calcaires noduleux du Berriasien.
(2) brèche "sans matrice" d'âge inconnu (Vracono-Cénomanien ?).

Ph. 5 et 6. Détails du contact. La photo 5 montre l'impression en force d'un élément de la brèche dans les calcaires noduleux, alors imparfaitement indurés. Sur la photo 6, on peut voir les effets de la mise en place dynamique de la brèche (3) sur les couches supérieures du calcaire noduleux (1) : celles-ci ont été brisées (2) et se sont accumulées par poches çà et là le long du contact.
Rochers Plats du Lac Blanc, aire du Galibier.





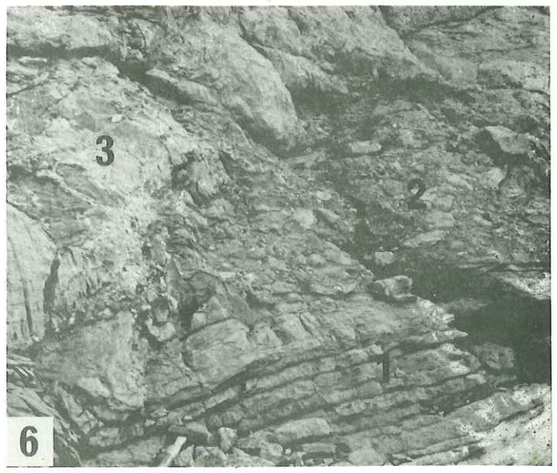


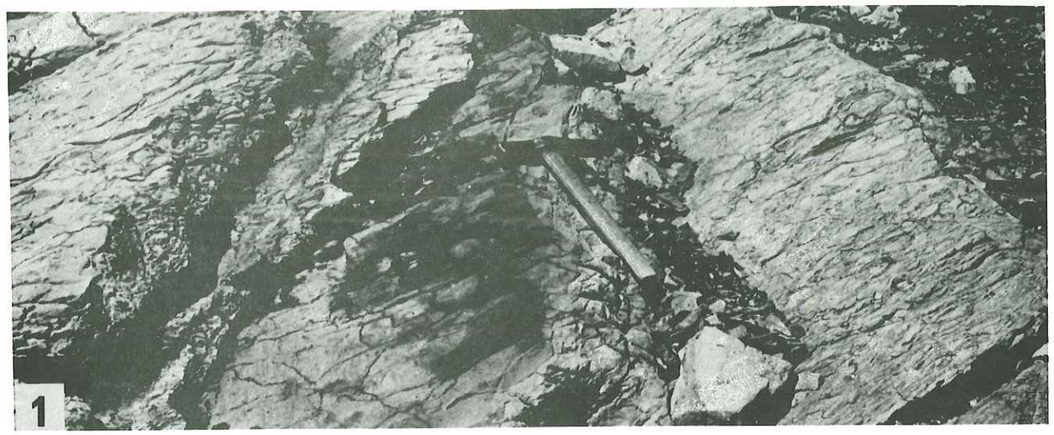
PLANCHE VII. ENCROUTEMENTS MINERALISES

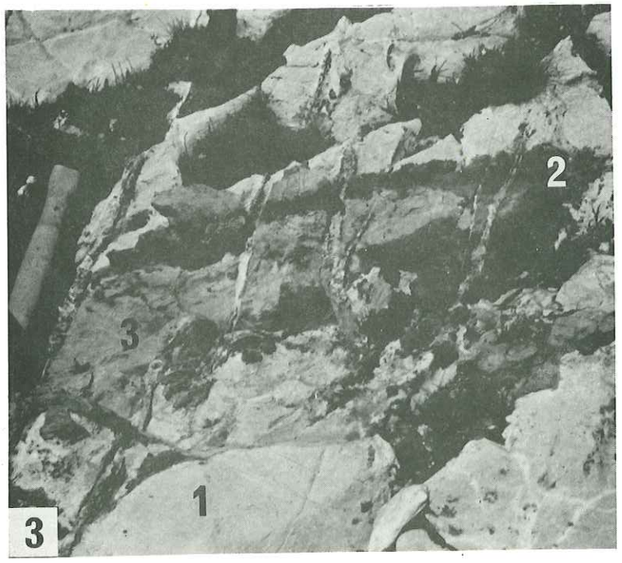
Ph. 1. Encroûtement ferromanganésifère interne aux calcaires noduleux du Berriasien.
"Gisement des Ammonites", aire du Galibier.

Ph. 2. Encroûtement ferromanganésifère et phosphaté marquant la lacune des sédiments du Crétacé.
(1) Calcaire du Jurassique supérieur
(2) Croûtes et nodules Fe-Mn-P (Crétacé supérieur ? - Paléocène supérieur-Eocène inférieur)
Coupe de Roche Chevalière, zone d'Acceglio.

Ph. 3. Encroûtement ferrophosphaté marquant la lacune des sédiments du Crétacé inférieur. Cet encroûtement est situé ici dans des "gouttières" creusées au toit des sédiments du Malm, soit parce qu'il s'y est développé préférentiellement, soit parce qu'il y a été préservé de l'érosion.
(1) Calcaires du Tithonique supérieur
(2) Encroûtement ferrophosphaté du Vraconien-Cénomanien inférieur.
(3) Calcaire argileux du Crétacé supérieur.
Lac de l'Ascension, aire de Peyre-Haute.

Ph. 4. Encroûtement siliceux interne aux calcaires du Crétacé inférieur.
Pointe S du Queyrellin, aire de Queyrellin-Tête Noire.





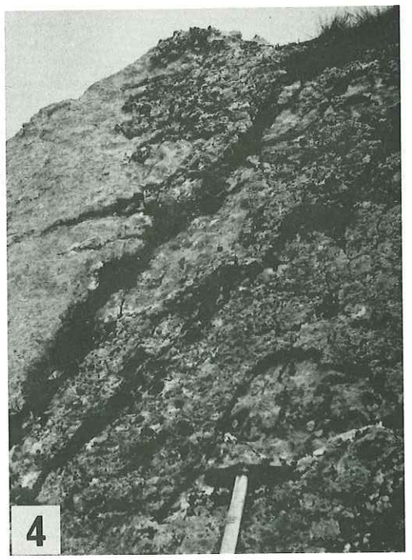


PLANCHE VIII. ENCROUTEMENTS MINERALISES

Ph. 1 et 2. Embryons de nodules développés sur des surfaces d'arrêt de sédimentation. Les encroûtements prennent naissance sur les clastes et bioclastes (bélemnites essentiellement). Noter l'aspect caractéristique présenté par la surface supérieure du banc de calcaire noduleux sur le document 2.
"Gisement des Ammonites", aire du Galibier, Jurassique supérieur.

Ph. 3. "Clafoutis de nodules". Ce faciès peut s'expliquer de deux manières différentes :
1) par l'arrivée lente d'éléments détritiques, soumis ensuite à encroûtement, par exemple dans un régime de courants.
2) plus vraisemblablement, par l'accumulation, dans de légères dépressions, de nodules formés ailleurs.
Le détail de la structure des nodules est donné par les planches XXVI et XXVII.
Col de la Pisse, aire de Grand Bois-Olive, Paléocène.

Ph. 4 et 5. Nodules de manganèse dans un calcaire noduleux. La recristallisation de la roche et les étirements tectoniques ne permettent pas l'étude détaillée de ces nodules et de leurs rapports avec le sédiment.
Ph. 4 : Combrémond ; Ph. 5 : Monte Maniglia. Haute-Ubaye, zone d'Acceglio, Jurassique supérieur.

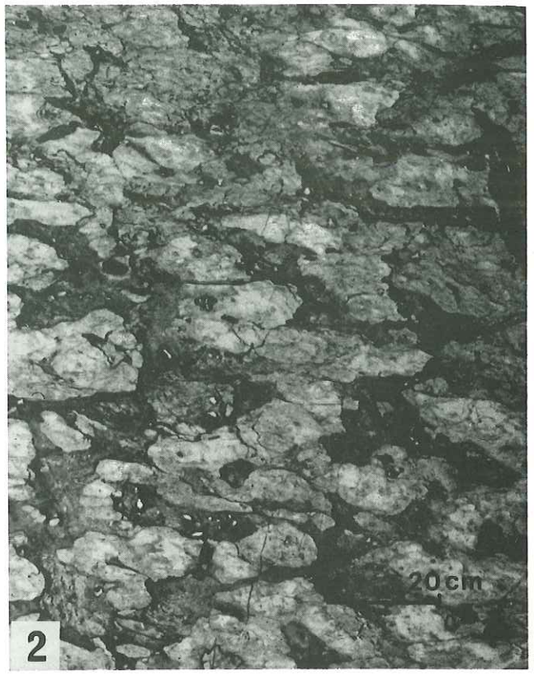


PLANCHE IX. FILONS SEDIMENTAIRES

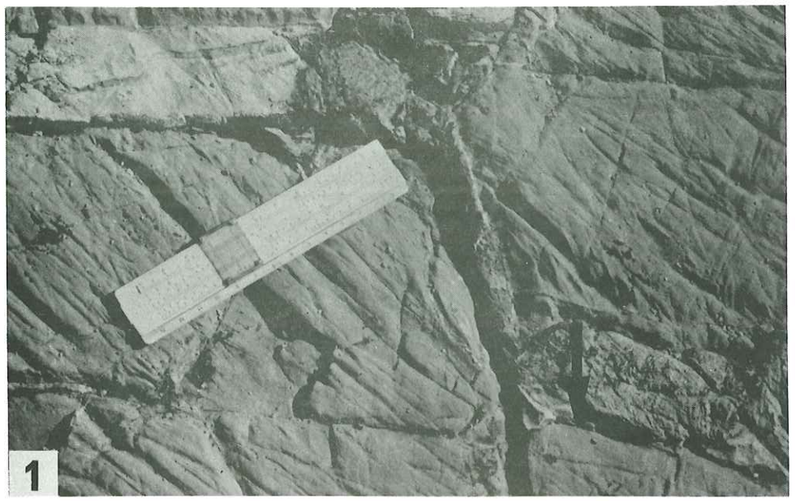
Ph. 1. Filon sédimentaire ouvert sous l'effet de la tectonique dans des dolomies noriennes. La flèche donne la direction du déplacement relatif des deux compartiments. Le sédiment contenu par le filon est une micrite rose, d'un âge vraisemblablement callovo-oxfordien.
Affleurement situé au S du Rocher Roux, aire de Peyre-Haute.

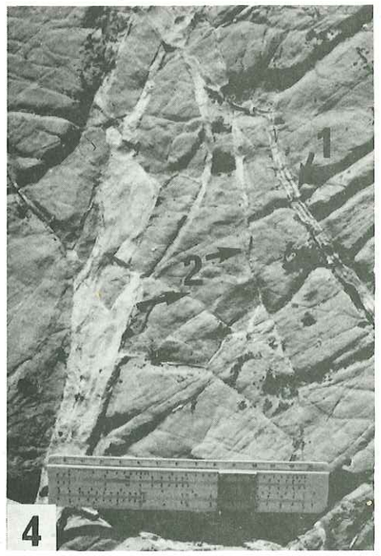
Ph. 2. Filon sédimentaire d'origine karstique dans un calcaire anisien. Les sédiments contenus par ce filon sont des calcaires et des dolomies datant de l'émersion du Briançonnais (Lias ou Jurassique moyen). De tels filons ont pu être ouverts à nouveau par la suite, en particulier lors des phases tectoniques principales, et se remplir de sédiments pélagiques.
Roche Colombe, aire du Galibier.

Ph. 3. Filon sédimentaire d'origine tectonique dans un banc de dolomie norienne. Le sédiment contenu par le filon montre de nettes stratifications orientées obliquement par rapport aux épontes.
Affleurement situé au S du Rocher Roux, aire de Peyre-Haute.

Ph. 4. Réseau de filons d'origine tectonique ouverts dans un banc de dolomie norienne. Le filon (1) montre un double remplissage : un tapissage de calcite sur ses épontes, déposé avant la mise en communication du filon avec un sédiment fluide susceptible d'y couler, puis un sédiment qui est venu colmater l'ouverture restante. Le filon (2) est, lui, resté aveugle et ne contient que de la calcite.
Affleurement situé au S du Rocher Roux, aire de Peyre-Haute.

Ph. 5. Filon de grès daté du Crétacé supérieur (1), dans les calcaires noduleux du Malm (2). Noter l'encroûtement ferromanganésifère et phosphaté tapissant une surface horizontale (3) et une surface verticale (4), mettant en évidence un paléorelief des calcaires du Malm.
Roche Chevalière, zone d'Acceglio.





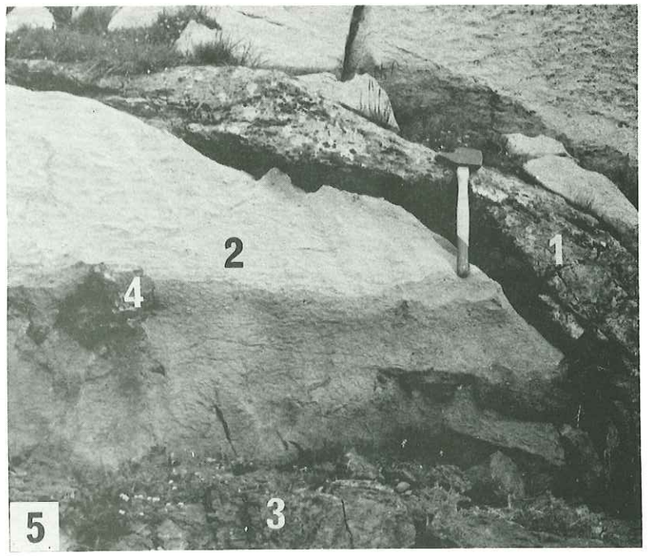


PLANCHE X. FILONS SYNSEDIMENTAIRES

Ph. 1. Filon synsédimentaire dans un calcaire noduleux. On peut expliquer cette figure de la manière suivante :

1) Dans le sédiment (1) précocement induré, une diaclase s'ouvre.

2) Un sédiment rouge finement calcarénitique se dépose en lit sur le fond et remplit la diaclase.

3) De forts courants balayent le fond et érodent la couche de sédiment rouge fraîchement déposée. Ce sédiment subsiste cependant dans la diaclase où il est protégé des courants.

4) Le sédiment (2) se dépose.

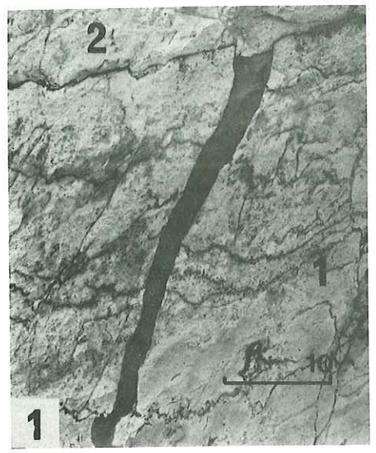
5) Au cours d'une diagénèse plus tardive, les surfaces de stratifications sont stylolitisées. On peut noter que ces surfaces stylolitiques traversent parfois le filon sans y laisser de traces. Ce phénomène peut vraisemblablement être expliqué par la perméabilité du sédiment rouge, nettement plus grande que celle des calcaires (1) et (2), et donc beaucoup moins propice à la formation des stylolites. Rochers Plats du Lac Blanc, aire du Galibier, Tithonique.

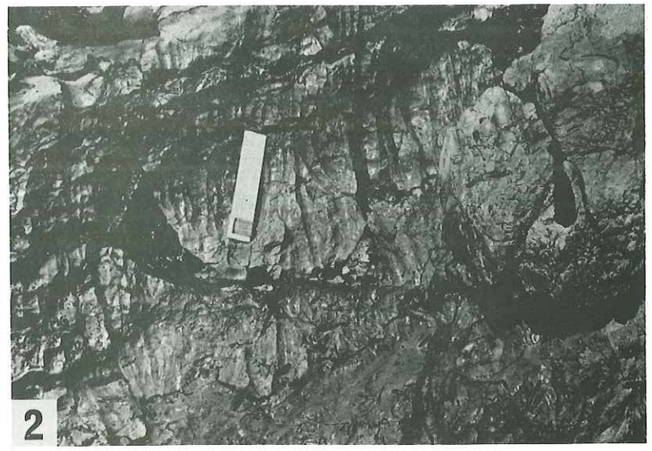
Ph. 2. Filons de fine calcarénite rouge dans des calcaires noduleux. Ces filons sont constitués par d'anciennes loges d'organismes maintenant dissoutes, ou d'anciennes diaclases, déformées en raison d'une induration imparfaite du sédiment.

"Gisement des Ammonites", aire du Galibier, Tithonique.

Ph. 3 et 4. Filons sédimentaires constitués par des loges d'organismes, d'ammonites en particulier, ou par des diaclases suivant le contour de ces organismes. Noter le double remplissage, 1 et 2, de l'ammonite présentée par la ph. 3.

"Gisement des Ammonites", aire du Galibier, Berriasien.





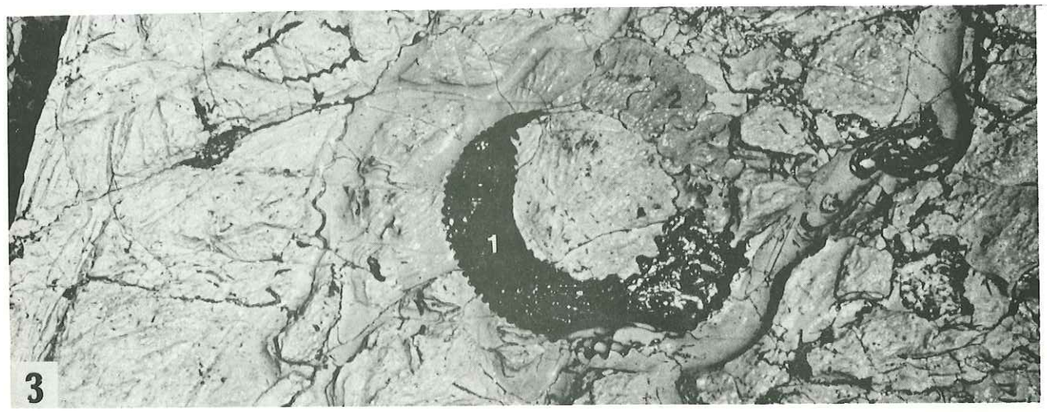


PLANCHE XI - CALCARENITES

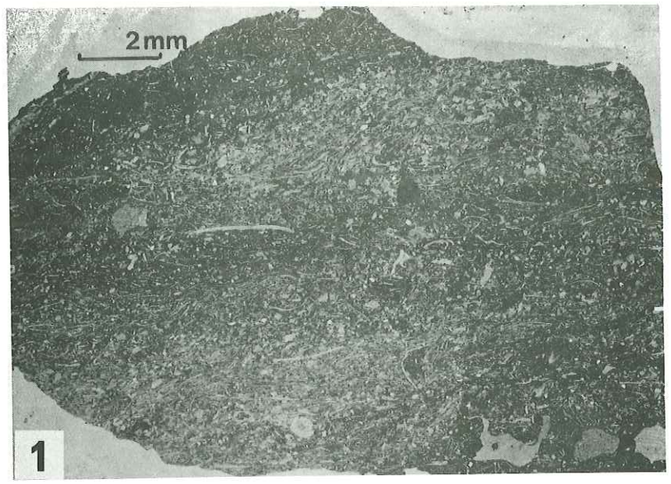
Ph. 1. Calcarénite constituée de débris de posidonomyes prédominants, de débris de crinoïdes et de rares quartz détritiques.
Coupe du Lac de Châtelard , éch. 75/343. Callovien-Oxfordien inférieur.

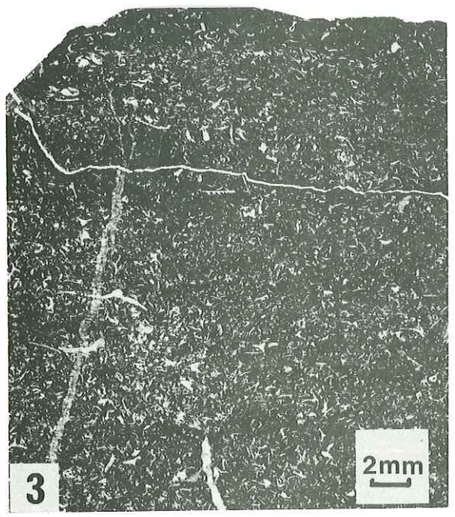
Ph. 2. Calcarénite constituée principalement de *Saccocomidae* et de rares débris de crinoïdes ; contrairement aux apparences, les grains de quartz ne sont pas détritiques, mais néoformés et alignés sur des plans de stratification ou sur des micro-stylolites.
Coupe d'Eygliers, éch. 68/83. Kimméridgien-Tithonique inférieur.

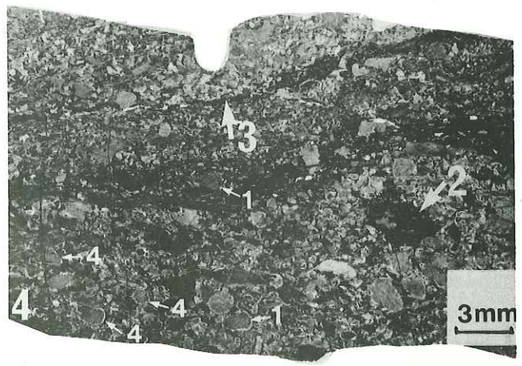
Ph. 3. Micrite contenant de nombreux *Saccocomidae*, ordonnés en strates à peine esquissées ou en nuages.
Coupe des Houdourengs E, éch. 74/DM 677. Kimméridgien-Tithonique inférieur.

Ph. 4. Microbrèche constituée essentiellement d'articles de crinoïdes, dont certains sont très perforés par de petits lithophages (1) ; de petits galets d'ancienne micrite, maintenant phosphatisée et chloritisée, et contenant de nombreux foraminifères planctoniques, sont également présents (2). Les niveaux de stratification sont soulignés par des réseaux de microstylolites (3). On peut observer, notamment, dans le niveau inférieur, la croissance diagénétique des monocristaux de calcite constituant les articles de crinoïdes (4).
Coupe de la Moulière, éch.75/51, filon sédimentaire de Vraconien probable dans le Jurassique supérieur.

Ph. 5. Séquences et granoclassements.
(1) La séquence supérieure est constituée de débris de *Saccocomidae* à sa base, de débris de prismes d'inocérames à son sommet.
(2) Micrite à débris d'inocérames et de crinoïdes.
(3)Calcarénite constituée de *Saccocomidae*.
Coupe NE de Serre-Chevalier, éch. 75/322. Vraconien-Cénomanien inférieur probable.







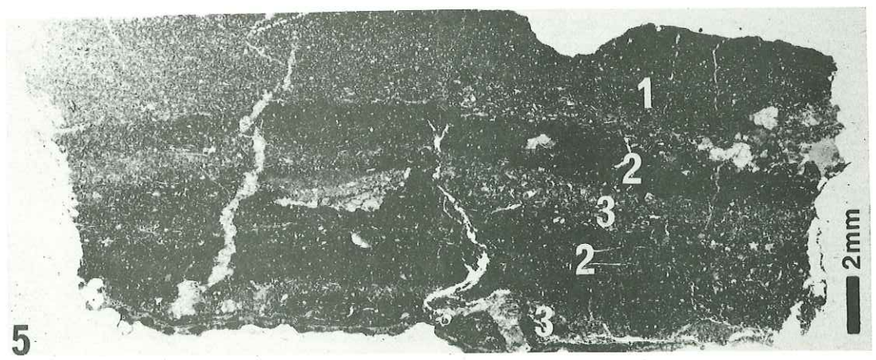


PLANCHE XII - MICROFACIES DES CALCAIRES A CHERTS

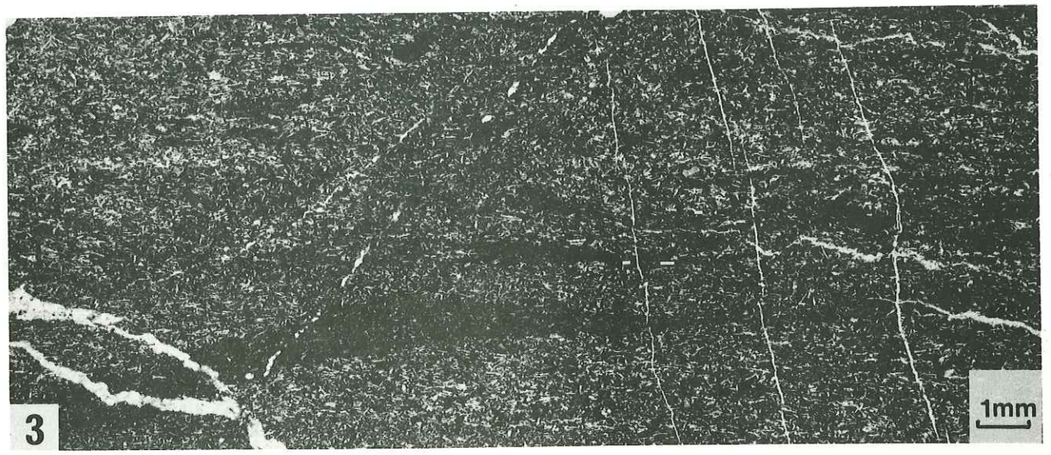
Ph. 1. Micrite à radiolaires calcaires, légèrement nuageuse. Les radiolaires, passablement recristallisés, montrent cependant encore de probables figures géotropes, d'ailleurs non concordantes, prouvant qu'ils ont été remaniés ou légèrement déplacés après induration de la boue qu'ils contenaient.
Coupe de Notre Dame des Neiges, éch. 68/202, Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur.

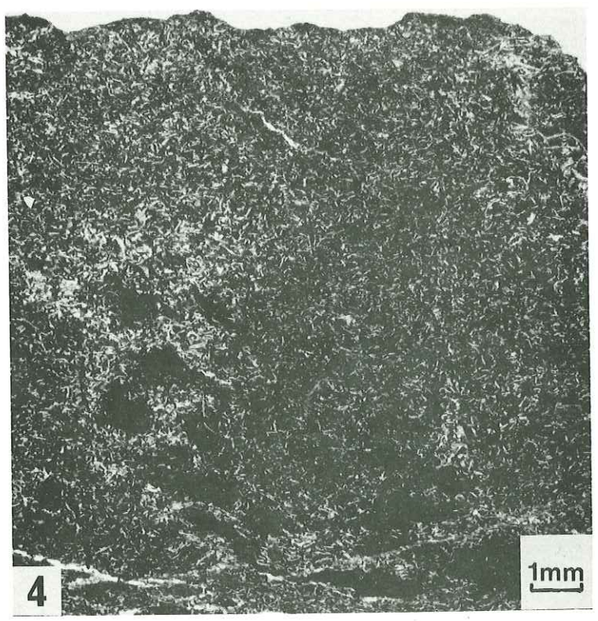
Ph. 2. Biomicrite et chert.
(1) Biomicrite originelle, contenant de nombreux *Saccocomidae*.
(2) A la proximité du chert, les *Saccocomidae*, dissous, ont entièrement disparu.
(3) Chert, constitué de quartz microcristallin et micromosaïque, et de micrite résiduelle.
Coupe de Soureliou, éch. 73/243. Kimméridgien-Tithonique inférieur.

Ph. 3. Alternance de calcarénites à ciment micritique et constituées de fins débris de *Saccocomidae*, et de micrite à rares débris, provenant probablement des mêmes organismes.
Coupe de Soureliou, éch. 73/271 B, Kimméridgien-Tithonique inférieur.

Ph. 4. Ce microfaciès peut être interprété de deux manières différentes :
a) micrite à *Saccocomidae* bioturbée, présentant des perforations remplies de micrite subazoïque, ou, plus probablement :
b) déformation plastique du faciès figuré sur la ph. 3, les lentilles de micrite subazoïque étant déformées en rouleaux par de légers glissements de sédiments.
Coupe de Soureliou, éch. 73/265, Kimméridgien-Tithonique inférieur.

Ph. 5. Alors que les deux photographies précédentes montrent des calcarénites, constituées des parties les plus fines des *Saccocomidae*, nous voyons ici une calcarénite faite de *parties massives* de ces mêmes organismes et déposée à la même époque, prouvant ainsi un certain tri sur le fond de la mer.
Coupe du Serre de la Garde, éch. 72/210, Kimméridgien-Tithonique inférieur.





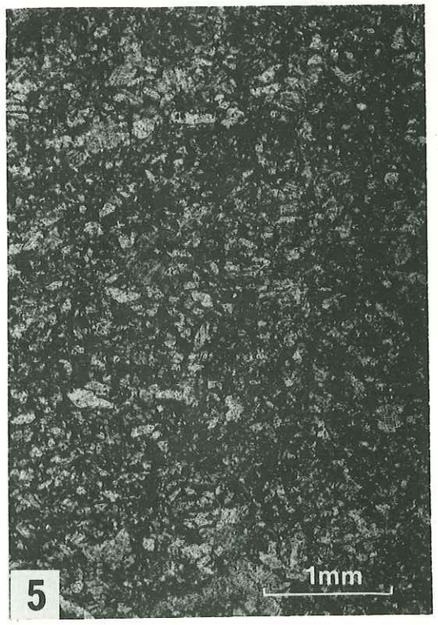


PLANCHE XIII - EFFETS DE TOITS. REMPLISSAGES DE CAVITES.
FILONS SEDIMENTAIRES.

Ph. 1, 2, 3, 4. Grainstones et wackestones à articles de crinoïdes, débris de lamellibranches et d'ammonites. Le ciment sparitique a deux origines :
a) l'accumulation de coquilles faisant office de toits et empêchant le sédiment boueux de s'infiltrer dans tous les interstices ; les volumes vides ainsi préservés ont ensuite été occupés au cours de la diagénèse par des cristaux de calcite ;
b) la croissance diagénétique des monocristaux de calcite constituant les articles de crinoïdes, visible sur la photo 2 en (1).

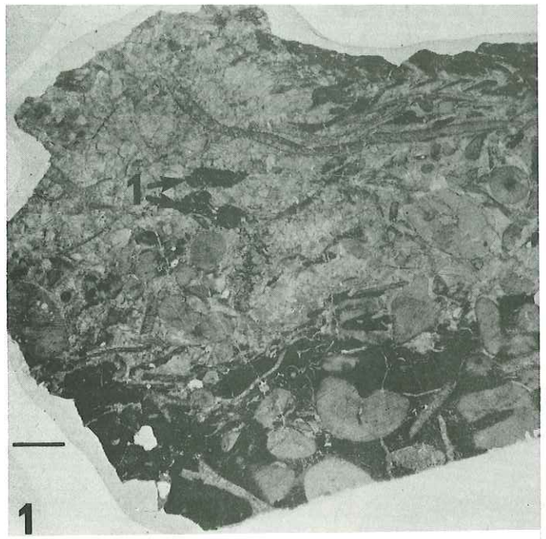
On peut noter sur la ph. 1, en (1), et sur la ph. 2, en (2), de probables loges d'ammonites, remplies de micrite à *Saccocomidae* et dont les bords sont entamés par la sparite mitoyenne.

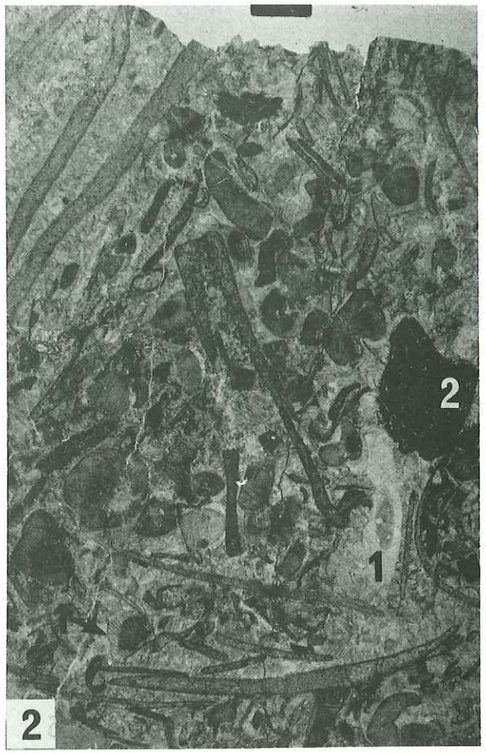
Les cavités (1) et (2), visibles sur la ph. 4 sont remplies respectivement de micrite à hedbergelles et de micrite phosphatisée, d'âge albien ; on peut logiquement en déduire que, dans ce cas, la cimentation sparitique était lente et n'avait pu combler entièrement les vides en quelques 50 Ma.

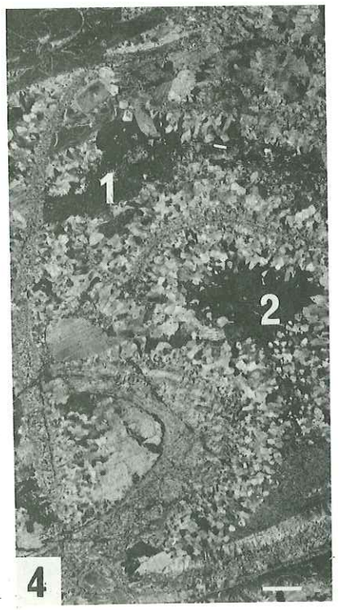
Ph. 1, 2, 3. Col du Lauzon, éch. 71/234/232/233. Ph. 4 : Pic Balart, éch. 75/87. Les quatre échantillons sont datés du Kimméridgien-Tithonique inférieur.

Ph. 5. Micrite à calpionelles, débris d'ammonites, radiolaires calcitisés, rares petits débris d'échinodermes ; (1) filon sédimentaire ou partie du test d'une ammonite, attenant à (2), et dissous au cours de la diagénèse ; remplissage partiel par de la boue (3), traces de vide ancien et de particules éboulées à partir des épontes du filon (4).
Carrière de Saint-Crépin, éch. 68/147, Tithonique supérieur-Berriasien inférieur.

Echelles : les segments de droites de références tracés sur les photographies représentent 2 mm.







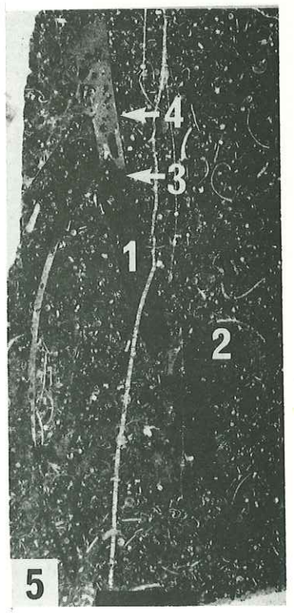


PLANCHE XIV - DISSOLUTION DIAGENETIQUE DE TESTS
PRIMITIVEMENT ARAGONITIQUES.

Ph. 1. Micrite légèrement noduleuse à articles de crinoïdes et fantômes d'ammonites.
(1) Fantômes d'ammonites.
(2) Possible fantôme d'ammonite déformé par compression, ou bioturbation.
(3) Filets ferrugineux entourant des galets ou des traces de bioturbations.
(4) Filet ferrugineux ceinturant un article de crinoïde.
(5) Filet ferrugineux internodulaire mince, entre deux couches de calcite palissadique.
Coupe de Pisse-Partias, éch. 69/208. Crétacé inférieur ?

Ph. 2. Micrite à débris d'ammonites plus ou moins dissous, protoglobigérines, radiolaires calcitisés, débris d'*Aptychus*.
(1) débris de lamellibranche dont la partie aragonitique (à gauche) a été dissoute.
(2) Vide laissé par la dissolution d'une ammonite, déformé ensuite par compression, puis cimenté par de la calcite d'exsudation.
(3) Nombreuses traces de bioturbations, ou anciens débris d'ammonites dissous, puis remplacés par un sédiment et déformés par la compaction.
Coupe de Notre Dame des Neiges, éch. 68/207. Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur.

Ph. 3. Micrite à débris d'ammonites et de posidonomyes, rares protoglobigérines et rares débris d'échinodermes. Les débris d'ammonites ont été probablement dissous, puis cimentés par des microsparites et sparites. Noter entre (3) et (4) une différence nette de couleur, due à une différence de compaction et de cimentation (3 plus compacté que 4).
(1) Effet de toit.
(2) Figures géotropes non concordantes. Celle qui est située le plus à droite a tourné et montre une limite sédiment/ciment imprécise.
Grand Bois, éch. 68/236. Oxfordien probable.

Ph. 4. Micrite à débris d'ammonites et de gastéropodes plus ou moins dissous, débris d'*Aptychi*, protoglobigérines, radiolaires calcitisés.
(1) Ammonite dont la paroi extérieure a été dissoute et dont seules les cloisons sont encore visibles ; la microfaune est plus rare à l'intérieur de l'ammonite qu'à l'extérieur.
(2) "Fenêtre" correspondant probablement à un débris d'ammonite, dont l'intérieur a d'abord été partiellement rempli de sédiment, puis a été cimenté par de la sparite, et enfin a été remobilisé avant induration du sédiment environnant.
(3) Nombreux tests d'ammonites dissous.
(4) Figures géotropes non concordantes.
Notre Dame des Neiges, éch. 68/201. Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur.

Ph. 5. Micrite hématitique à débris d'ammonites et de gastéropodes plus ou moins dissous, débris d'échinodermes, rares radiolaires calcitisés et protoglobigérines.
(1) Test d'ammonite micritisé.
(2) Ancienne ammonite dissoute et déformée.
(3) Figures géotropes non concordantes.
(4) Reste de cloison d'ammonite.
(5) Idem, déformé.
(6) Probablement idem, déformé, ou bioturbation.
Notre Dame des Neiges, éch. 68/208. Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur.
Echelles : les segments de droites de référence tracés sur les photographies représentent 2 mm.

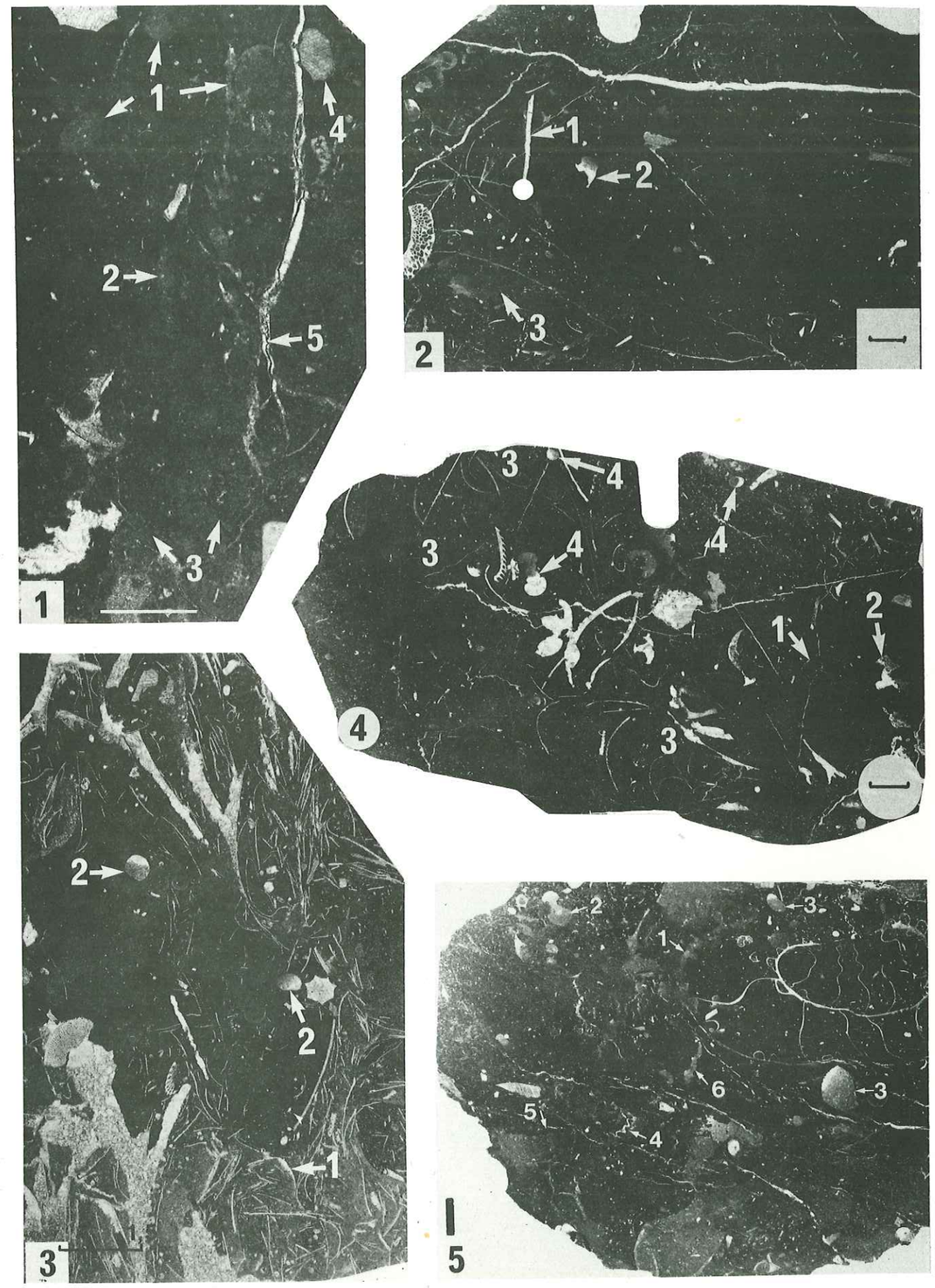


PLANCHE XV - BIOTURBATION

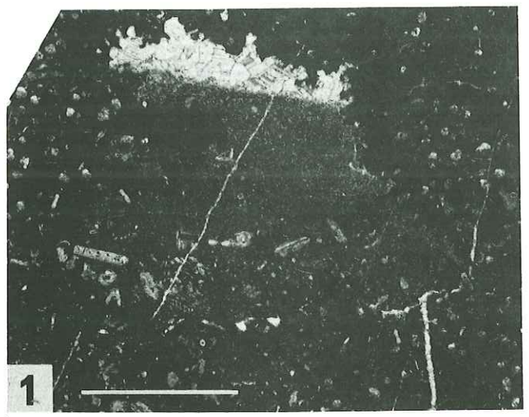
Ph. 1. Fenêtre pouvant représenter la trace d'un terrier partiellement rempli de boue ; il n'est pas impossible non plus que nous ayons là le moule déformé par compaction d'une ancienne ammonite, dissoute lors de la diagénèse. Sédiment hôte : micrite à radiolaires calcitisés, protoglobigérines, petits débris d'échinodermes, débris d'ammonites.
Grand Pontet, éch. 75/406. Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur.

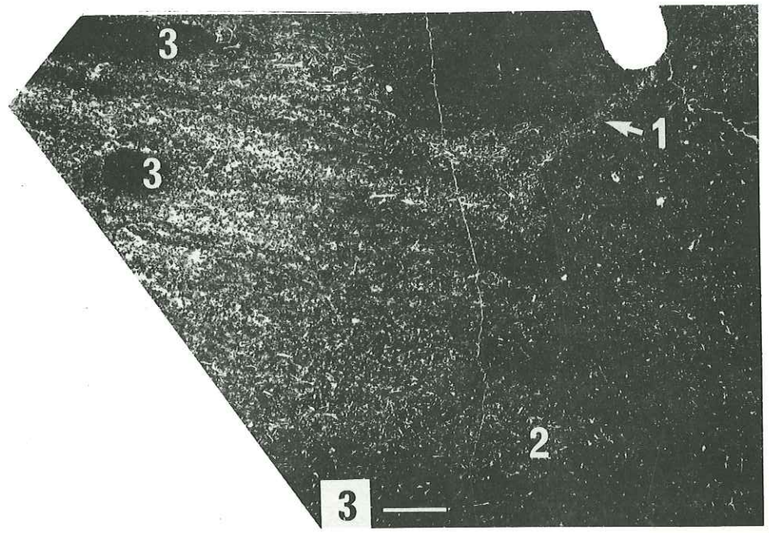
Ph. 2. Micrite à rares filaments (*Saccocomidae* ou posidonomyes). Considérée dans le seul contexte de ce document, la fenêtre évoque un terrier partiellement rempli de boue ; cependant la ph. 3 de la planche XX, vue à plus grande échelle de la même lame, nous montre qu'il pourrait s'agir également d'une cavité déterminée par l'accumulation de galets.
Tête du Queyrellin, éch. 74/631. Kimméridgien inférieur-Tithonique inférieur.

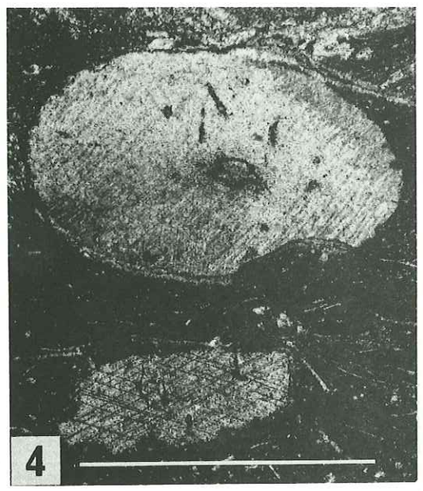
Ph. 3. Micrite à débris de *Saccocomidae* et calpionelles, passablement recristallisée. La partie gauche du document montrant les *Saccocomidae*, est un probable galet, relativement mou, repris dans le calcaire à calpionelles ; l'effluve (1) et les contacts flous (2) trahissent le degré d'induration du galet. Les deux zones (3) sont probablement des sections de terriers.
Coupe de Montbrison S, éch. 74/728. Tithonique supérieur-Berriasien inférieur.

Ph. 4 et 5. Calcarénites constituées d'articles de crinoïdes, dans un ciment (rare sur la ph. 5) de micrite légèrement hématitique. Les crinoïdes présentent de très nombreuses petites perforations remplies d'hématite. La ph. 5 montre en outre quelques quartz détritiques.
Ph.4 : Grand Bois, éch. 68/234. Callovien-Oxfordien inférieur.
Ph.5 : La Moulière, éch. 74/567. Vraconien.

Echelles : Les segments de droites de références tracés sur les photographies représentent 2 mm.







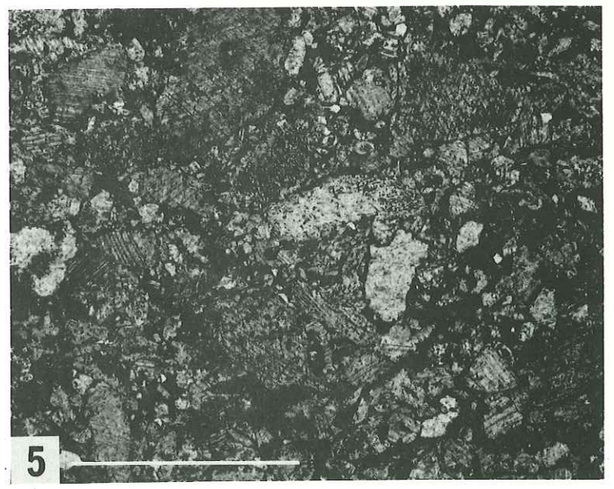


PLANCHE XVI - CALCAIRES NODULEUX

Ph. 1. Micrite noduleuse à protoglobigérines, ammonites, radiolaires calcitisés, *Globochaete alpina*, ostracodes. Noter la calcite tapissant les deux côtés des filets internodulaires, et les "nuages" produits par l'abondance variable de microfaune.

(1) Bioturbations probables.

(2) Filonnets de calcite interrompus au contact d'un filet internodulaire.

(3) Filet internodulaire opaque (hématite).

(4) Zone internodulaire "intermédiaire" : micrite sillonnée de microstylolites hématitiques.

Carrière de Saint-Crépin, éch. MBF2. Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur.

Ph. 2. Micrite noduleuse hétérogène, ou brèche nodularisée, comportant débris d'échinodermes, d'ammonites, de gastéropodes, radiolaires calcitisés, protoglobigérines.

(1) Bioturbation possible .

(2) Moules de test d'ammonite dissous.

(3) Figures géotropes non concordantes, montrant la mobilité des éléments de la brèche après une certaine induration du sédiment.

(4) Recristallisation d'un nodule sur ses bords.

(5) Recristallisation de calcite au contact des filets internodulaires.

Coupe du Rocher Roux, éch. 68/324-2. Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur.

Ph. 3. Micrite nuageuse et noduleuse à débris de posidonomyes ; débris d'entroques et d'ammonites ; nombreux petits quartz néoformés.

(1) Ammonite à moitié dissoute.

(2) Ciment de la brèche comportant beaucoup plus de posidonomyes que les éléments.

Coupe du Rocher Roux, éch. 68/331. Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur.

Echelles : les segments de droites de références tracés sur les photographies représentent 2 mm.

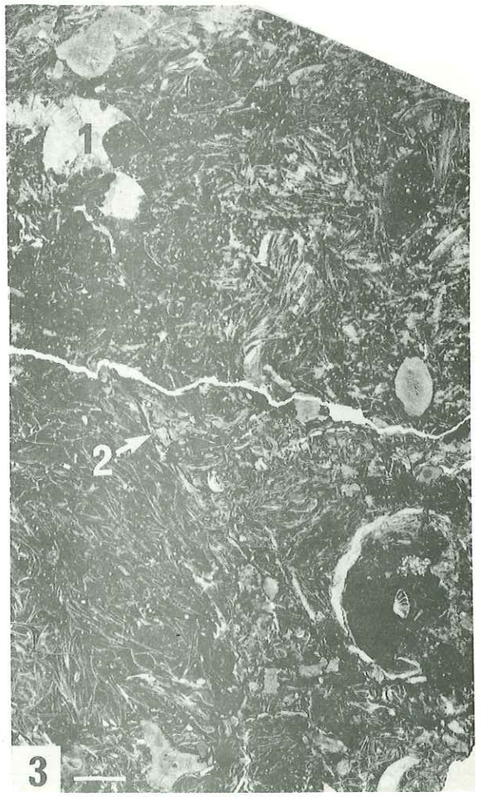


PLANCHE XVII - CALCAIRES NODULEUX

Ph. 1, 2, 3. Trois stades d'évolution d'un calcaire noduleux bréchique.

Ph. 1. Eléments de micrite à protoglobigérines, radiolaires calcitisés, débris d'ammonites, repris dans une matrice à débris de *Saccocomidae* prépondérants. A noter, à droite, le filon ouvert dans la micrite à radiolaires et envahi partiellement par la micrite à *Saccocomidae*. Dans cet échantillon, les internodulaires séparant les éléments du ciment sont à peine esquissés.

Ph. 2. Le ciment de la brèche, à débris d'articles de crinoïdes et surtout de *Saccocomidae*, est ici plus rare, beaucoup plus hématitique que celui visible sur la ph. 1, et parcouru déjà par un réseau important de microstylolites. Les éléments sont composés de micrite et de protoglobigérines, de débris de gastéropodes et d'ammonites, d'articles de crinoïdes.

(1) Débris de lamellibranches ou d'ammonites entourés de stylolites et microsparitisés.
(2) Débris d'articles de crinoïdes dissous à leur périphérie par un stylolite.
(3) Figure géotrope dans une loge d'organisme, en communication avec (4).
(4) Figure géotrope grossière, passant transitionnellement au sédiment : moule d'organisme dissous, transformé par compaction ?
(5) Débris d'ammonite partiellement dissous : il ne reste ici que le "vide" rempli de sparite au cours de la diagénèse.
(6) Croissances calcitiques sur les débris d'échinodermes.

Ph. 3. Stade plus avancé de la nodularisation. Les nodules sont micritiques et contiennent protoglobigérines, radiolaires calcitisés. Le ciment est très transformé par un lacis serré de microstylolites et contient essentiellement des formes "fondues" de *Saccocomidae*.

Ph. 1, 2, 3. Grand Pontet, éch. 75/409/411/410. Kimméridgien.

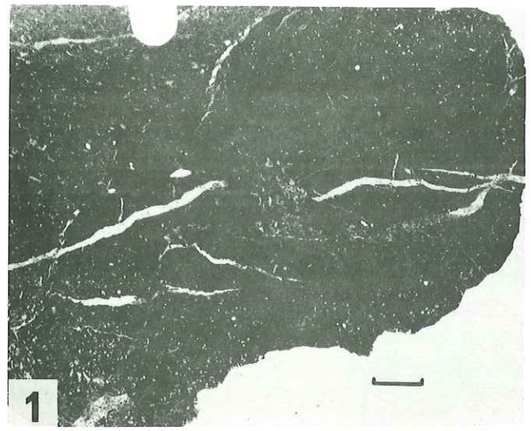
Ph. 4. Micrite noduleuse à protoglobigérines, radiolaires calcitisés, rares débris d'ammonites ou de gastéropodes, rares ostracodes et lenticulines.

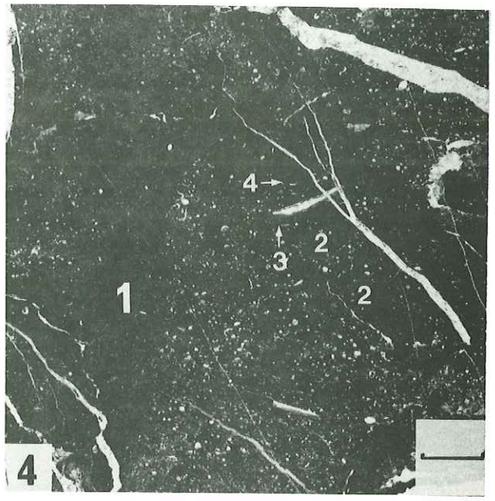
(1) Microstylolites hématitiques, entre lesquels sont isolés des micronodules de micrite.
(2) Galets ou nuages non nodularisés.
(3) Filon avorté ou terrier présentant une figure géotrope.
(4) Galet entouré d'un stylolite hématitique.
Grand Pontet, éch. 75/412. Kimméridgien.

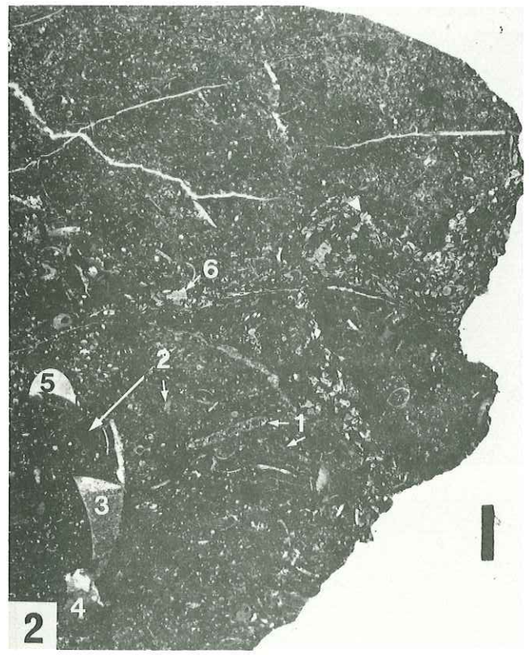
Ph. 5 et 6. Micrite noduleuse à radiolaires calcitisés, protoglobigérines, gastéropodes, débris d'*Aptychi*, rares débris d'échinodermes et internodulaires argileux (1).

Ph. 5 : Lumière naturelle. Ph. 6 : Lumière polarisée.
Notre Dame des Neiges, éch. 68/206 a. Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur.

Echelles : les segments de droites de références tracés sur les photographies représentent 2 mm.







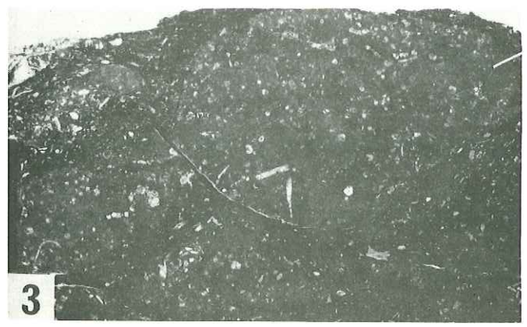


PLANCHE XVIII - CALCAIRES NODULEUX, NUAGEUX

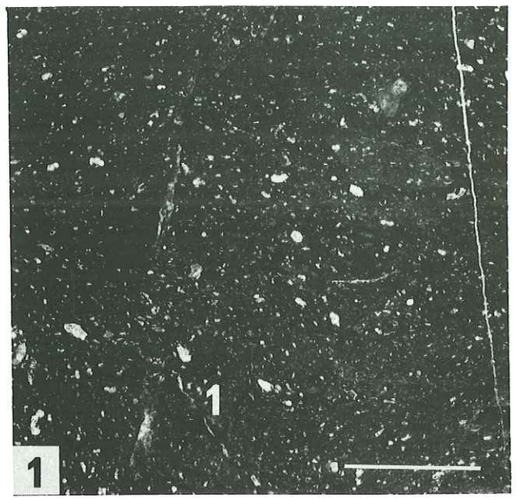
Ph. 1 et 2. Brèche due à un glissement de sédiments, ayant provoqué l'accumulation de galets mous dans une matrice de micrite argileuse et hématitique. La déformation plastique des galets est bien visible, comme sur la ph. 1, en (1). Les foraminifères planctoniques sont passablement recristallisés. Noter, sur la ph. 2, en (1), un claste de micrite argileuse hématitique.
Tête du Queyrellin, éch. 74/624. Campanien supérieur-Maestrichtien inférieur.

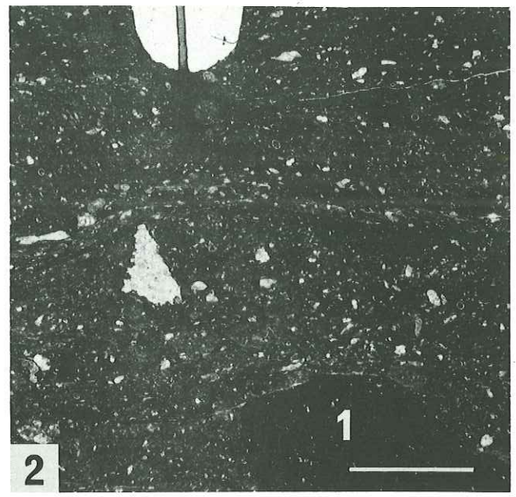
Ph. 3. Micrite noduleuse du Maestrichtien. Le calcaire étant plus argileux, les nodules sont plus "plats" que dans le Jurassique supérieur.
(1) Faune concentrée par dissolution dans un réseau de microstylolites.
(2) Petites perforations, indices caractéristiques de la condensation de la sédimentation.
(3) Quelques prismes d'inocérames.
Rocher Blanc, éch. 69/220. Maestrichtien contenant des faunes turoniennes et coniaciennes remaniées.

Ph. 4. Micrite nuageuse à débris d'ammonites, articles de crinoïdes, *Aptychi*, globigérines, radiolaires calcitisés. Le nuage à microfaune abondante ne présente pas de contact franc avec le ciment.

Ph. 5. Détail de la précédente. Microfaciès caractéristique des sédiments déposés au Crétacé inférieur sur des pentes ou des hauts-fonds ; il se distingue du calcaire noduleux oxfordien par le contraste des organismes sur le sédiment et l'absence quasi totale de petits débris ; les globigérines sont également légèrement plus grosses et un peu plus épaisses.
Coupe de Montbrison S, éch. 74/736. Crétacé inférieur.

Echelles : les segments de droites de références tracés sur les photographies représentent 2 mm.





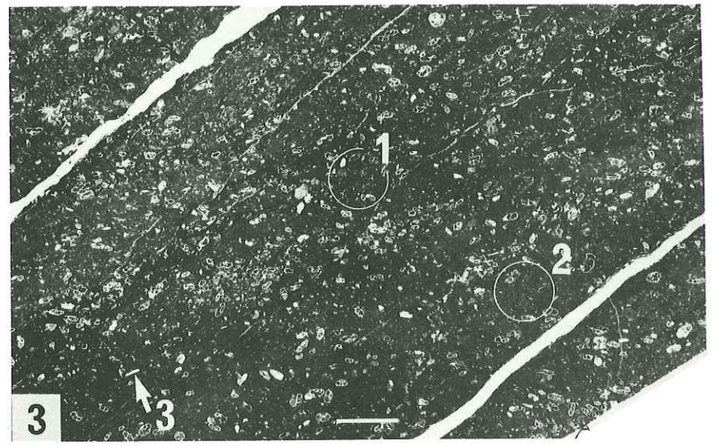


PLANCHE XIX - CALCAIRES NUAGEUX, PRENODULEUX.

Ph. 1. Micrite à calpionelles, gastéropodes, *Aptychi*, débris de *Saccocomidae* et de crinoïdes. La distribution de cette faune est très inégale.
(1) Nuage de débris d'organismes.
(2) Cette plage peut être considérée comme la section d'un vrai galet ou d'un nuage selon que l'on considère le contact franc (4) ou la transition (5).
(3) Ce filon sédimentaire, ouvert sous l'effet d'une distension, montre que la vitesse d'induration du sédiment était grande.
Coupe de Montbrison S, éch. 74/729. Tithonique supérieur-Berriasien inférieur.

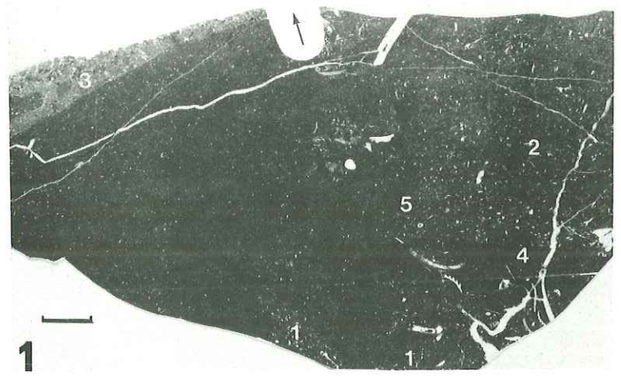
Ph. 2. Micrite hétérogène à *Saccocomidae*, répartis en nuages et galets mous.
(1) Contact franc.
(2) et (3) Passages graduels entre des micrites pauvres et des micrites riches en organismes.
Eygliers, éch. 68/80. Kimméridgien-Tithonique inférieur.

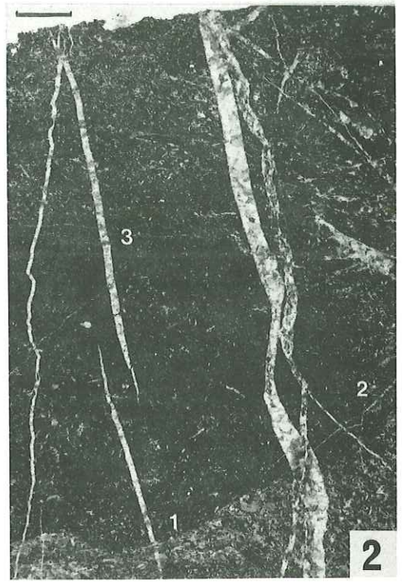
Ph. 3. Micrite nuageuse à débris de *Saccocomidae* et à Calpionelles, quelques lenticulines, quelques radiolaires calcitisés, rares débris d'échinodermes et d'*Aptychi*. Les nuages sont les indices de remaniement de boues partiellement indurées.
(1) Intraclaste ou terrier.
Eygliers, éch. 68/86. Tithonique supérieur.

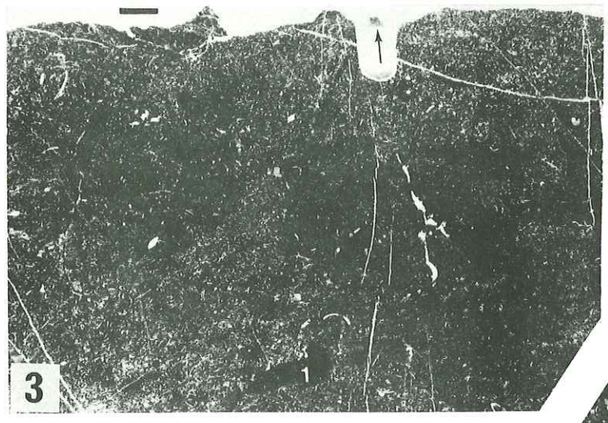
Ph. 4. Micrite nuageuse subnoduleuse, contenant radiolaires calcitisés, protoglobigérines, débris de gastéropodes ou d'ammonites, rares débris d'articles de crinoïdes.
(1) Embryons de stylolites internodulaires.
Crête du Grand Bois, éch. 74/197. Oxfordien-Kimméridgien.

Ph. 5. Micrite nuageuse à calpionelles, articles de crinoïdes, débris de *Saccocomidae* et d'ammonites. Une partie des hétérogénéités montrées par ce document pourrait être d'origine organique : les traces sombres (1) pourraient être des sections de terriers.
Eygliers, éch. 68/90. Tithonique supérieur-Berriasien inférieur.

Echelles : les segments de droites de références tracés sur les photographies représentent 2 mm.







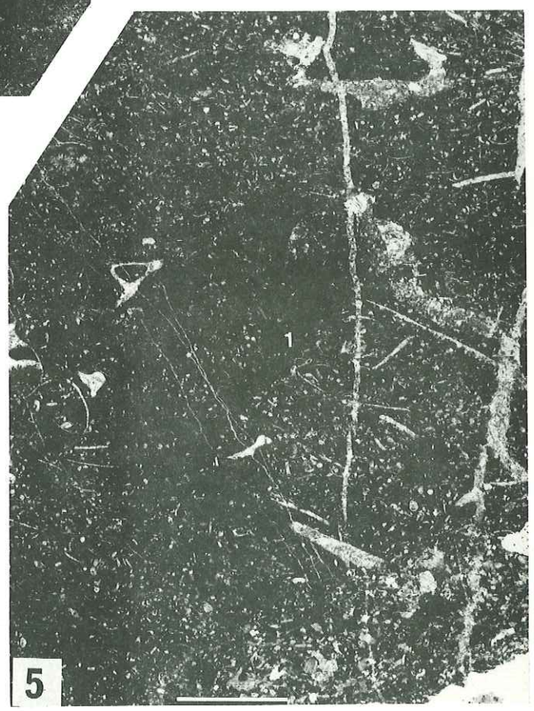


PLANCHE XX - CALCAIRES NUAGEUX, BRECHIQUES.

Ph. 1. Micrite nuageuse à débris de *Saccocomidae*. Sections de terriers possibles.
Eygliers, éch. 68/84. Kimméridgien-Tithonique inférieur.

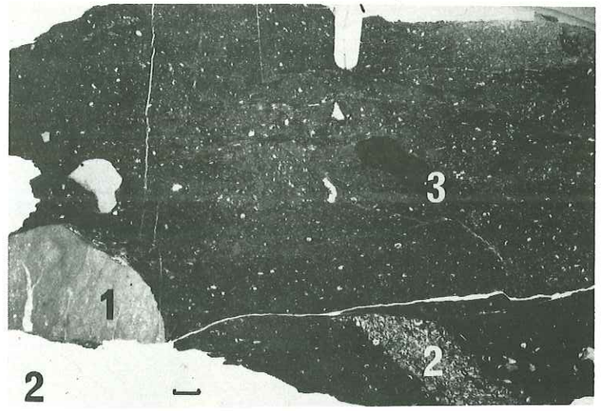
Ph. 2. Brèche à galets mous déformés (représentée en détail planche XVIII, ph. 1 et 2) de micrite légèrement argileuse et hématitique, contenant des globotruncanidés, et à ciment de micrite argileuse fortement hématitique et azoïque.
(1) Galet de micrite à rares radiolaires (Jurassique supérieur ou Crétacé inférieur).
(2) Dans un galet, ancienne stratification figurée par une accumulation de *Globotruncana*.
(3) Galet de micrite hématitique.
Tête du Queyrellin, remplissage d'un filon sédimentaire, éch. 74/624. Campanien supérieur-Maestrichtien inférieur.

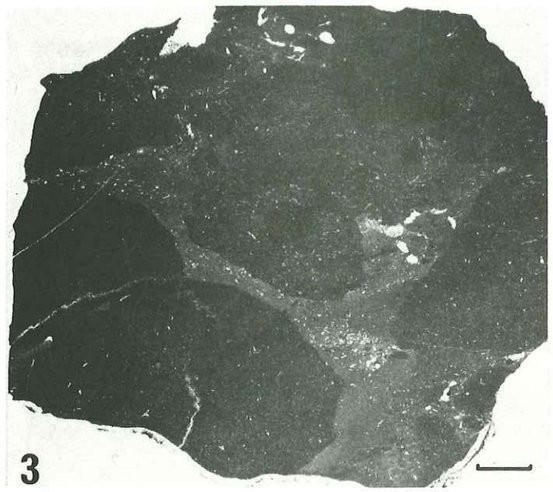
Ph. 3. Intramicrite à filaments (posidonomyes ou *Saccocomidae*) et à radiolaires calcitisés ; contacts plus ou moins francs entre éléments et ciment, trahissant des degrés d'induration variables. La microfaune est beaucoup plus rare dans les galets que dans le ciment. La figure géotrope en bas à gauche a été figurée en planche XV, ph. 2 et interprétée comme un terrier possible. On voit sur le document ci-joint qu'il pourrait s'agir aussi d'une cavité entre deux galets.
Tête du Queyrellin, éch. 74/631. Kimméridgien inférieur-Tithonique inférieur.

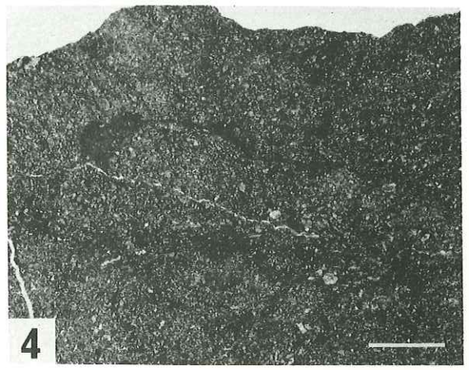
Ph. 4. Micrite à très nombreuses hedbergelles et rares prismes d'inocérames. La structure nuageuse est probablement due à la déformation plastique du sédiment par glissement.
Col du Lauzon, éch. 75/84. Vraconien.

Ph. 5. Micrite bréchique. Le ciment contient calpionelles, radiolaires calcitisés, rares débris d'échinodermes. Outre les faunes précitées, les galets contiennent des débris d'ammonites.
(1) Galet stratifié.
(2) Galet d'intramicrite.
Route du Gros, éch. 75/226. Tithonique supérieur-Berriasien inférieur.

Echelles : les segments de droites de références tracés sur les photographies représentent 2 mm.







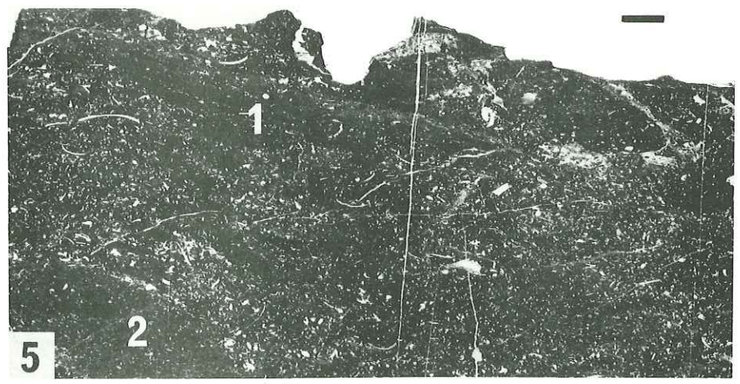


PLANCHE XXI - CALCAIRES BRECHIQUES

Ph. 1. Brèche à galets mous de micrite argileuse et faiblement hématitique, et à matrice de micrite hématitique contenant des globotruncanidés ; le tout a été postérieurement déformé par la tectonique.

(1) niveau ou galet d'argilite. (2) galet de dolomie triasique. (3) galet contenant de beaux *Saccocomidae* (Kimméridgien-Tithonique inférieur). (4) foraminifère probablement remanié contenant une micrite peu hématitique, très différente de la matrice de la brèche.

Collet de la Plagnette, éch. 74/DM786. Crétacé supérieur.

Ph. 2. Galets de micrite à radiolaires calcitisés et rares protoglobigérines, dans un ciment micritique contenant de nombreux articles de crinoïdes, nourris par la diagénèse. Les Costes, éch. 74/829. Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur.

Ph. 3. Intramicrite à radiolaires calcitisés, calpionelles, *Aptychi*, *Saccocomidae*, dans laquelle se sont ouvertes des cavités sous l'effet de la distension ; ces cavités sont ensuite remplies, soit par un sédiment avec lequel elles communiquent, soit par le produit de l'éboulement des épontes.

(1) filon ouvert par distension ; on distingue nettement l'éboulement du toit du filon et les galets produits par l'éboulement, dont certains sont très peu déplacés.

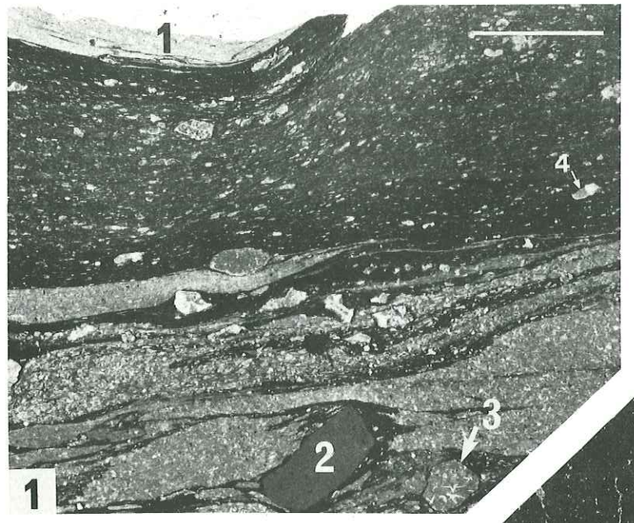
(2) éventuellement, même phénomène à plus petite échelle ; des sections de terriers sont également possibles.

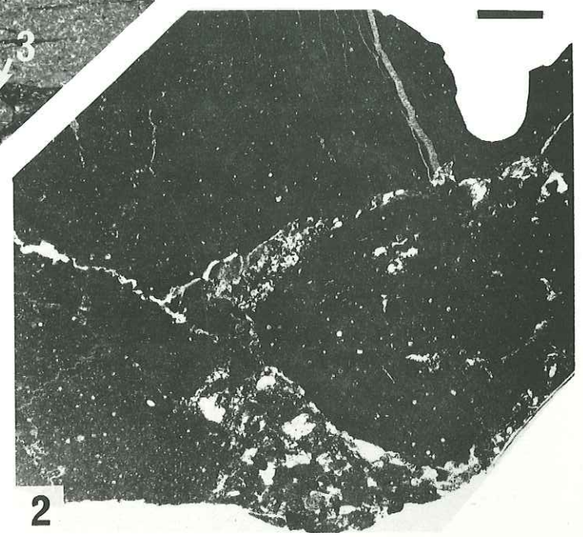
Ph. 4. Détail de la précédente. Le sédiment remplissant le filon est beaucoup plus clair que les épontes, car il contient plus de ciment microsparitique, diagénétique, et moins de sédiment primaire qu'elles ; dans certaines zones même (1), le sédiment a manqué totalement et c'est la calcite d'exsudation diagénétique qui a colmaté les vides.

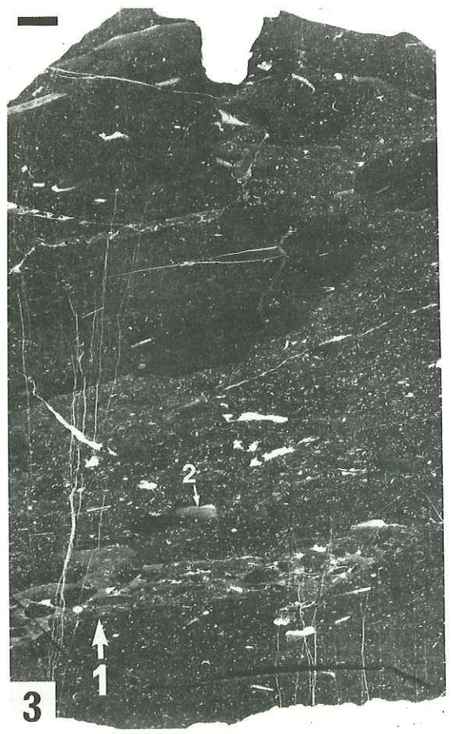
On peut noter que toutes les figures géotropes présentes ici sont concordantes.

Ph. 3 et 4 : Rocher Blanc, éch. 68/219. Tithonique supérieur-Berriasien inférieur.

Echelles : les segments de droites de références tracés sur les photographies représentent 2 mm.







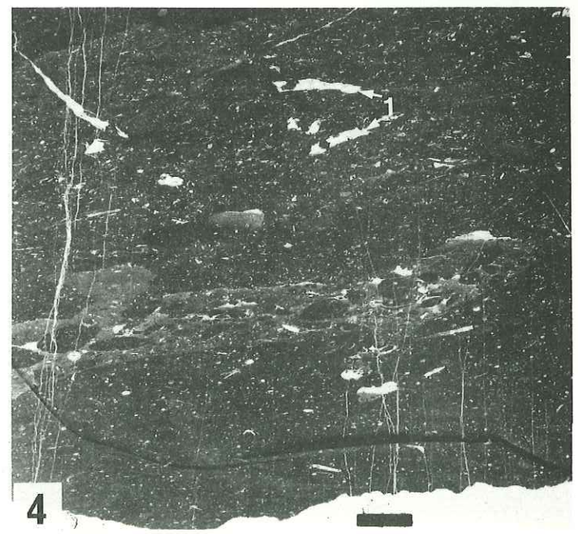


PLANCHE XXII - FILONS SEDIMENTAIRES.

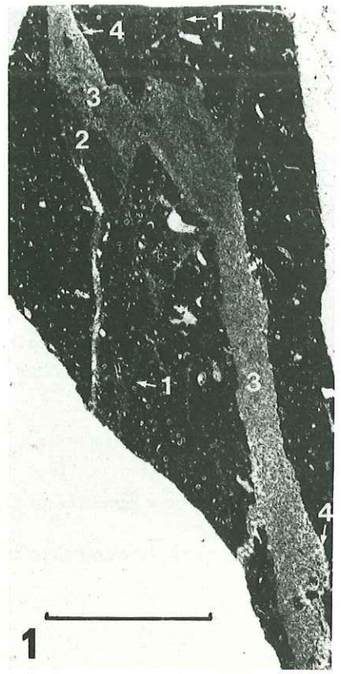
Ph. 1. Micrite à calpionelles, débris de crinoïdes et d'*Aptychi*, fracturée à divers stades d'induration.
(1) Première fracturation alors que la boue n'était que très imparfaitement indurée.
(2) Remplissage d'une cavité créée par la fracturation (1) ou par une phase ultérieure.
(3) Remplissage du filon créé par la deuxième ou la troisième fracturation ; sa couleur claire dénote un fort pourcentage de ciment calcitique diagénétique.
(4) Zone ou le ciment de calcite diagénétique devient prédominant sur les particules sédimentaires, probablement arrachées aux épontes du filon.
Coupe de Montbrison S, éch. 74/731. Tithonique supérieur-Berriasien inférieur.

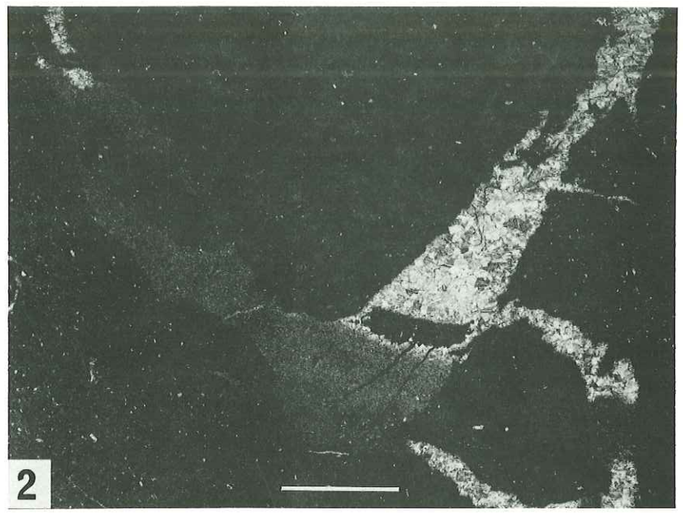
Ph. 2. Fenêtre ouverte dans le sédiment par distension. Noter le remplissage partiel de la cavité, probablement par du matériel éboulé des épontes. Le reste de la cavité a ensuite été obturé par un ciment sparitique au cours de la diagénèse. Noter également, sur la gauche de la figure, le sédiment "déchiré" en échelons.
Coupe de Montbrison S, éch. 74/714. Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur.

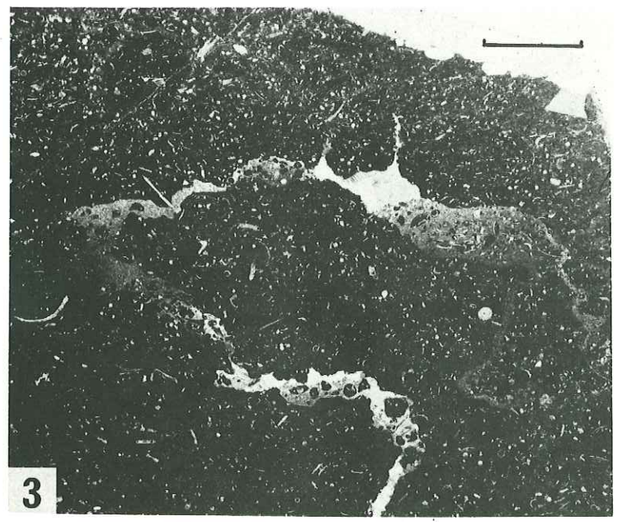
Ph. 3. Micrite à calpionelles, débris d'échinodermes (dont *Saccocomidae*), radiolaires calcitisés. Fracture de distension, imparfaitement remplie par le produit de l'éboulement des épontes (fines particules et gravelles), puis finalement cimenté par de la calcite sparitique diagénétique. Le sédiment primaire était suffisamment induré pour pouvoir être fracturé, mais encore plastique puisque les épontes ont été fortement déformées.
Carrière de Saint-Crépin, éch. 68/147. Tithonique supérieur-Berriasien inférieur.

Ph. 4. Micrite à rares calpionelles.
(1) Ouverture obturée par de la calcite d'exsudation.
(2) Filon partiellement rempli de sédiment, qui a subi de nouveau une légère ouverture (3) avant d'être définitivement obturé par de la calcite spathique.
Coupe de Montbrison S, éch. 74/727. Tithonique supérieur-Berriasien inférieur.

Echelles : les segments de droites de références tracés sur les photographies représentent 2 mm.







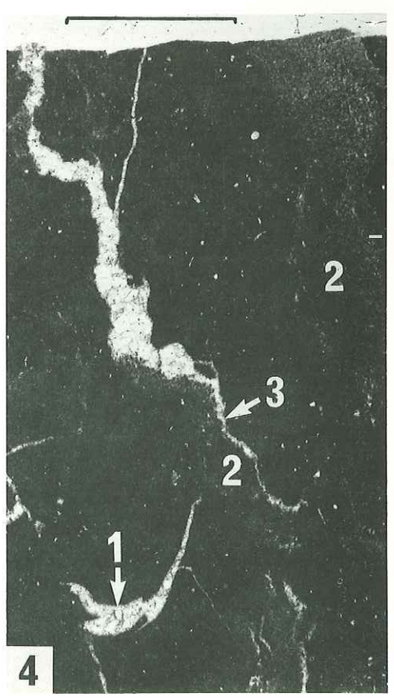


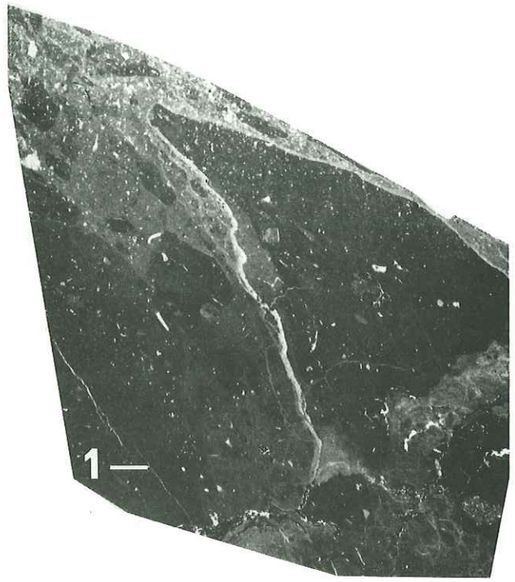
PLANCHE XXIII - BRECHES DE DISTENSION.

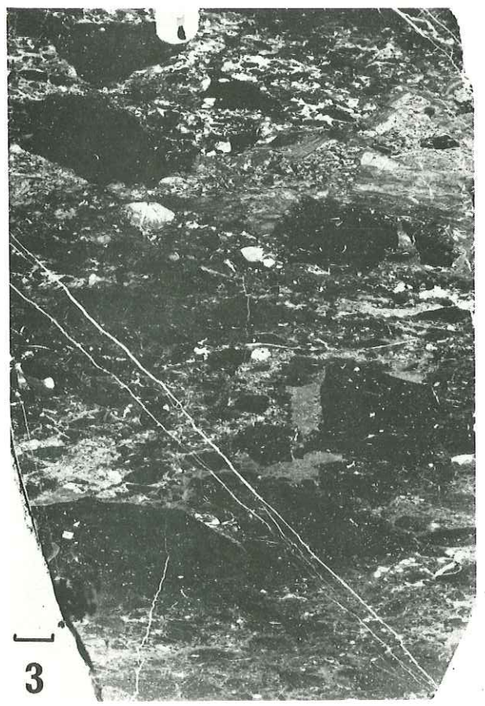
Ph. 1. Intramicrite à débris d'*Aptychi* et de crinoïdes ; de nombreux éléments ont été hématisés au cours de la diagénèse. La bréchification découle de contraintes de distension sur un sédiment précocement induré.
Coupe de Montbrison S, éch. 74/724. Kimméridgien-Tithonique inférieur.

Ph. 2. Intramicrite complexe à rares débris de crinoïdes, formée quasiment sur place par l'action de plusieurs phases successives de distension sur un sédiment précocement induré. La couleur des matrices successives est d'autant plus claire que la matrice est plus jeune (pourcentage décroissant de particules sédimentaires, pourcentage croissant de ciment calcitique diagénétique).
Coupe de Montbrison S, éch. 74/730. Tithonique supérieur-Berriasien.

Ph. 3 et 4. Intramicrite à calpionelles, assez rares débris de crinoïdes. Le processus de bréchification est probablement semblable à celui évoqué ci-dessus, mais le transport des fragments de sédiment induré a pu être un peu plus long. La matrice de la brèche est également beaucoup plus claire que les éléments ; par endroits, elle manque même totalement : les espaces séparant les éléments sont alors cimentés par la calcite spathique diagénétique.
Rocher Blanc, éch. 74/279/281. Tithonique supérieur-Berriasien inférieur.

Echelles : les segments de droites de références tracés sur les photographies représentent 2 mm.





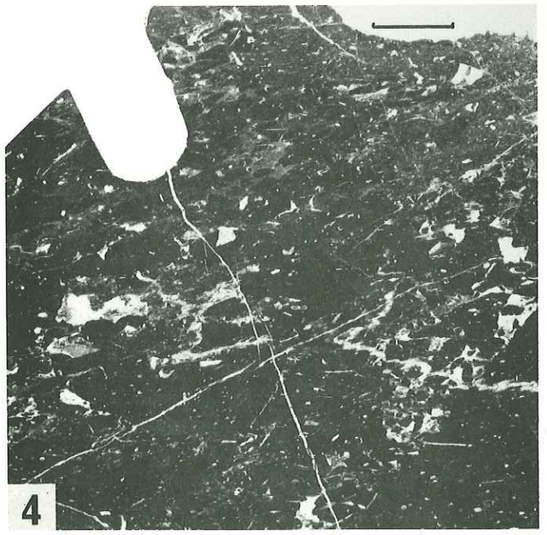


PLANCHE XXIV - RECRISTALLISATIONS.

Ph. 1. Calcarénite constituée d'articles de crinoïdes. Les monocristaux formant ces articles montrent une auréole à leur périphérie, caractéristique d'une croissance cristalline au cours de la diagénèse. Ils portent en outre de nombreuses petites perforations, indices d'une lacune ou d'une condensation de sédimentation à ce niveau.
La Moulière, éch. 75/51. Filon sédimentaire daté du Vraconien, ouvert au toit des sédiments du Jurassique supérieur.

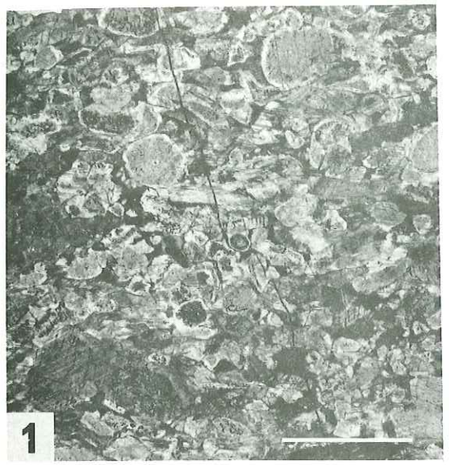
Ph. 2. Croissance cristalline aux épontes d'un filon sédimentaire ; les germes des cristaux ont été les débris mitoyens de *Saccocomidae*, monocristallins ; les cristaux se sont probablement développés dans l'ouverture vide, qui fut remplie par la suite.
Coupe de Montbrison S, éch. 74/719. Kimméridgien.

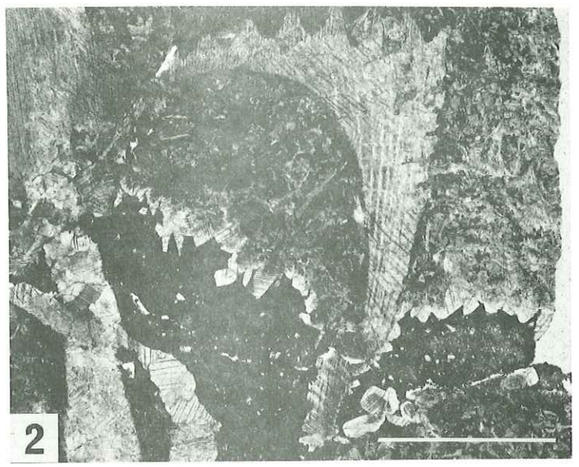
Ph. 3. Microbrèche à éléments de calcaires et dolomies triasiques, ciment de micrite hématitique à rares radiolaires calcitisés, débris d'échinodermes et d'*Aptychus*. Les clastes sont recristallisés en microsparite ou en microdolosparite.
(1) Claste entièrement recristallisé.
(2) Claste recristallisé à sa seule périphérie.
Grand Aréa coupe 3, éch. 74/679. Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur.

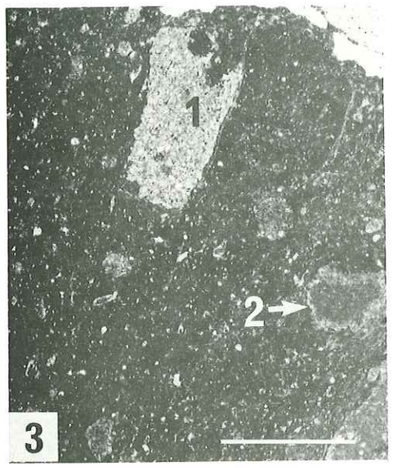
Ph. 4 et 5. Biomicrite à débris de posidonomyes contenant des galets microsparitisés de carbonates triasiques.
Col de Buffère, éch. 73/444. Callovien-Oxfordien moyen.

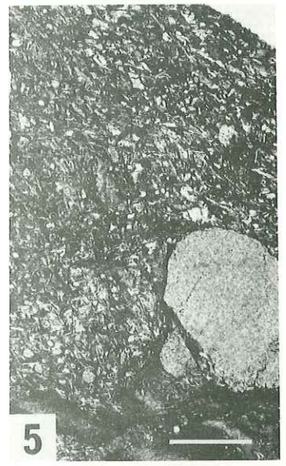
Ph. 6 et 7. "Puzzle" spathique, ou les jeux de la recristallisation ! Les éléments de puzzle sont composés de monocristaux de calcite (dét. rayons X) extrêmement pléochroïques (les photos sont prises en lumière naturelle). Ces monocristaux sont le résultat de la recristallisation d'un sédiment à calpionelles et à débris de *Saccocomidae* (Voir ph. 7, de détail). Ce faciès est caractéristique, dans tout le Briançonnais, du toit du Jurassique supérieur lorsque celui-ci supporte un encroûtement phosphaté. L'influence déterminante du phosphate sur la création de ces figures est donc probable.
Route du Gros, éch. 75/223. Tithonique supérieur-Berriasien inférieur.

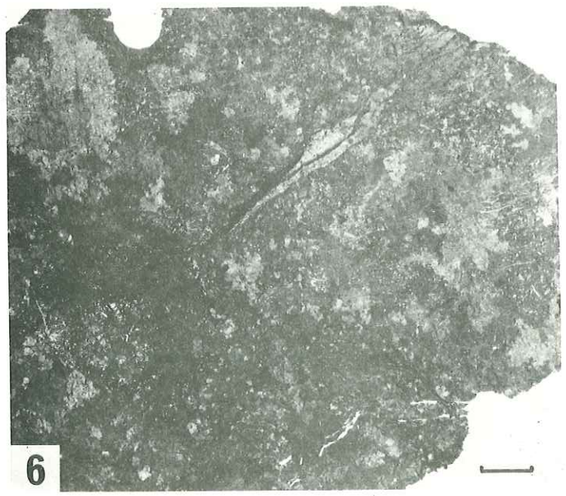
Echelles : les segments de droites de références tracés sur les photographies représentent 2 mm.











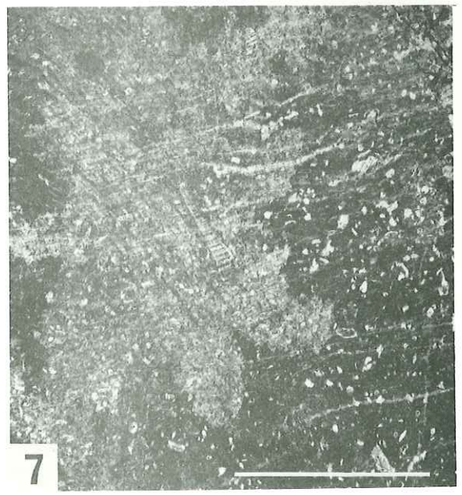


PLANCHE XXV - RECRISTALLISATIONS

Les documents 1, 2 et 3 montrent des brèches dont la matrice a été insuffisante pour colmater tous les interstices entre les éléments. Les volumes restés vides ont ensuite été remplis par de la calcite diagénétique sparitique (et probablement précoce). La diagénèse plus tardive et le métamorphisme ont nourri préférentiellement ces sparites précoces, qui se sont développées en "digérant" la périphérie des éléments micritiques (haut de la ph. 1, ph.3).

Les ph. 3 et 4 montrent un mode de recristallisation, en germes ponctuels disséminés dans une matrice, caractéristiques des calcaires micritiques très peu argileux. Les germes sont le plus souvent des débris organiques (radiolaires, *globochaete* etc...), mais pas des débris de crinoïdes qui donnent préférentiellement des monocristaux.

Ph. 3. (1) Les germes se développent seulement au centre du volume micritique, comme si ailleurs les croissances cristallines ne pouvaient se faire que sur la sparite périphérique.

Ph. 4. La partie supérieure est parcourue par un réseau de stylolites, siège préférentiel des circulations de fluides ; il ne s'y développe pas de germes. Par contre, la partie inférieure est micritique, sans réseau de stylolites important : c'est un milieu relativement homogène et imperméable, favorable à la formation des germes de recristallisation.

(1) Filon sédimentaire, Albien.

Ph. 1, 2, 3 : Col du Lauzon, éch. 75/77 (ph. 1 et 2), 71/239 (ph. 3). Kimméridgien-Tithonique inférieur.

Ph. 4. Carrière de la Lame, éch. 71/34 A. Kimméridgien-Tithonique inférieur, filon albien.

Echelles : les segments de droites de références tracés sur les photographies représentent 2 mm.

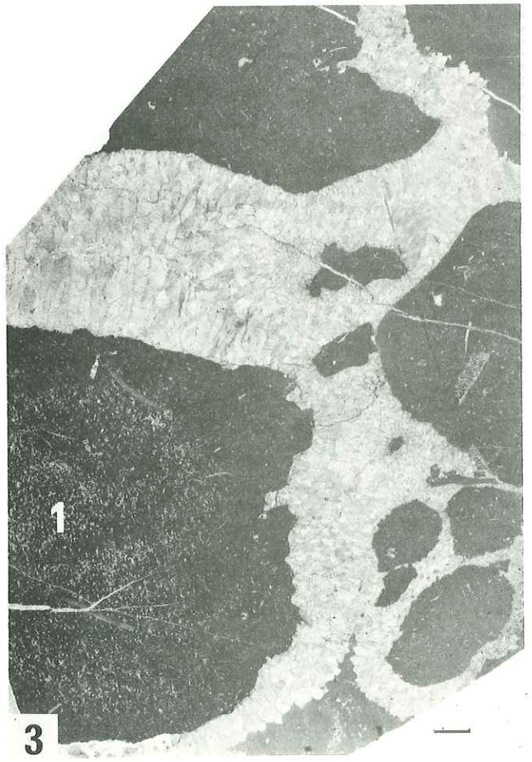


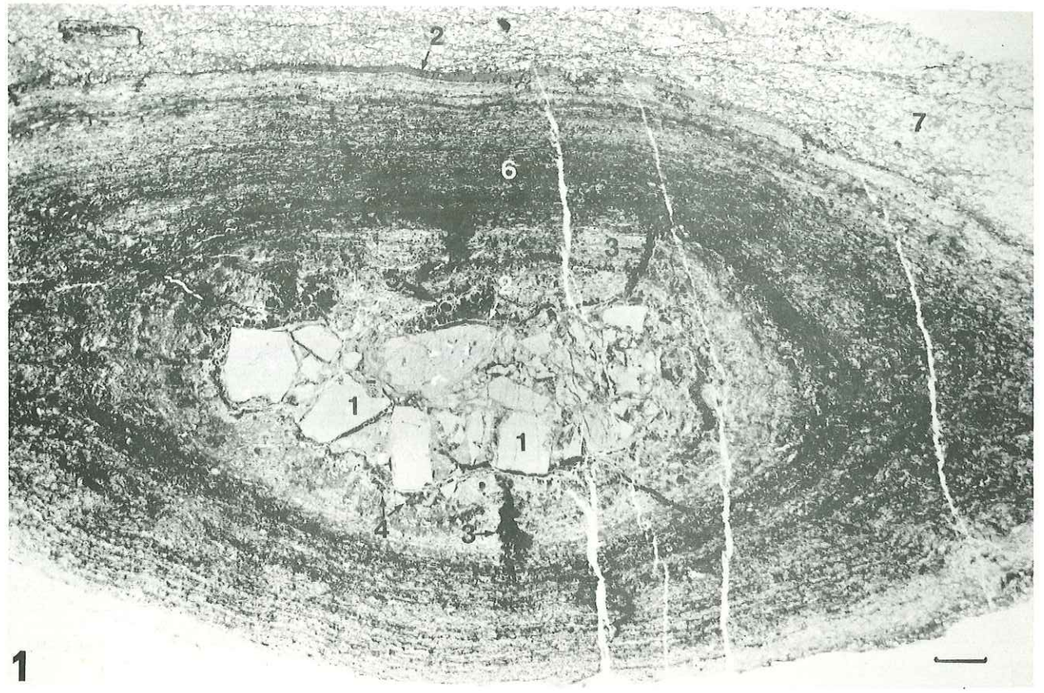
PLANCHE XXVI - CROUTES ET NODULES MINERALISES

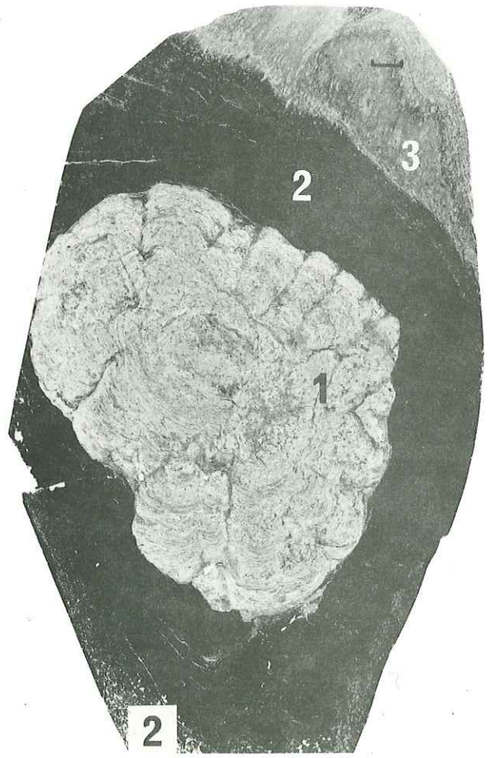
Ph. 1. Nodule minéralisé.
(1) Noyau constitué de plusieurs éléments de carbonates triasiques.
(2) Fractures concentriques et (3) fractures radiales dues à un retrait de la matière lors de la diagénèse.
(4) Concrétions P-Fe-Mn en "colonnettes" développées au cours de la diagénèse à partir du noyau au détriment des encroûtements biogéniques.
(5) Nubéculaires non déformés au centre du nodule.
(6) Concrétions P-Fe-Mn, constituées par l'accumulation de nubéculaires, d'autant plus déformés qu'ils sont proches de la périphérie du nodule, et probablement étroitement mêlés à des concrétions de type "choux-fleurs".
(7) Calcaire argileux à nombreux foraminifères planctoniques (grosses globigérines à tests perforés et globorotalidés).
Coupe du Grand Bois, éch. 68/245. Paléocène supérieur-Eocène inférieur.

Ph. 2. Nodule minéralisé.
(1) Première concrétion constituée par un "chou-fleur" phosphaté et chloriteux. Age : Vraconien ? Crétacé supérieur ? Paléocène ?
(2) Deuxième concrétion, ferrophosphatée et constituée essentiellement par des nubéculaires, maintenant aplatis, et peut-être de "choux-fleurs". Age : probablement Paléocène-Eocène inférieur.
(3) Calcaire argileux à fantômes de foraminifères planctoniques. Age : probablement Paléocène-Eocène inférieur.
Coupe de la carrière de la Lame, éch. 71/42.

Ph. 3. Encroûtement minéralisé.
Cet encroûtement comprend deux parties nettes :
1) La partie inférieure montre de nombreux "lambeaux" de micrite perforés et d'âges divers : Jurassique supérieur, Albien, Cénomanien, Campanien, Maestrichtien. Chacun de ces lambeaux est encroûté par un peloton de nubéculaires.
2) La partie supérieure montre des encroûtements de même type, mais cette fois développés à plat et à l'horizontale sur le substratum constitué par l'accumulation des nodules précédents.
Coupe de la carrière de la Lame, éch. 71/55b. Paléocène-Eocène inférieur.

Echelles : Les segments de droites de référence tracés sur les documents représentent 2 mm.





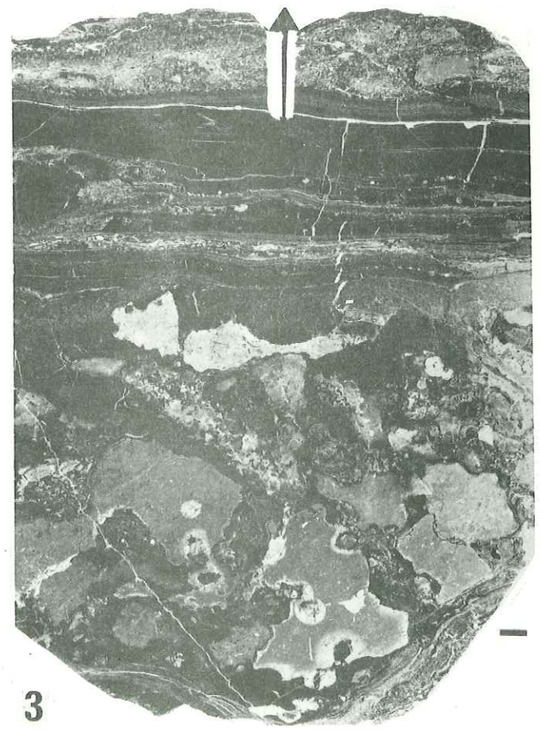


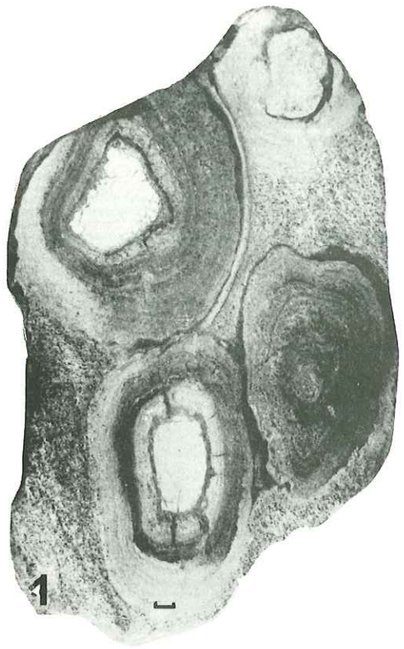
PLANCHE XXVII - CROUTES ET NODULES MINERALISES

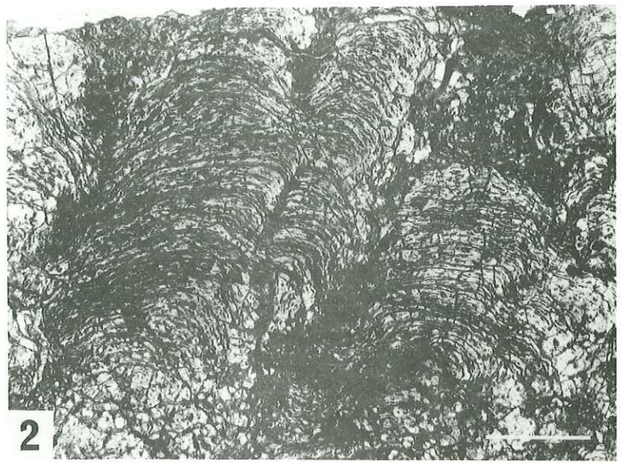
Ph. 1. Nodules ferrophosphatés et légèrement manganésifères, cimentés par un calcaire micritique à foraminifères planctoniques. Noter, dans le nodule inférieur, les filons concentriques et radiaux dûs au remplissage de fissures ouvertes lors de la diagénèse, consécutivement à un retrait de la matière.
Coupe du Grand Bois, éch. 68/247. Paléocène supérieur-Eocène inférieur.

Ph. 2. "Chou-fleur" phosphaté et légèrement chloriteux.
Coupe de Saint-Crépin, éch. 68/152. Vraconien probable.

Ph. 3. Détail des couches internes d'un nodule.
(1) Noyau
(2) Fractures dues à un retrait de la matière lors de la diagénèse et remplies d'un matériel isotrope essentiellement phosphaté.
(3) Concrétions en "colonnettes" (P-Fe-Mn).
(4) Nubéculaires non déformés ; leur test est en général calcitique, quelquefois chloritisé ou phosphatisé ; les loges contiennent surtout de l'hématite, quelquefois du psilomélane ou du phosphate.
(5) Nubéculaires aplatis, peut-être mêlés à des concrétions en "choux-fleurs".
Coupe du Grand Bois, éch. 68/242. Paléocène supérieur-Eocène inférieur.

Echelles : les segments de droites de référence non chiffrés tracés sur les documents représentent 2 mm.





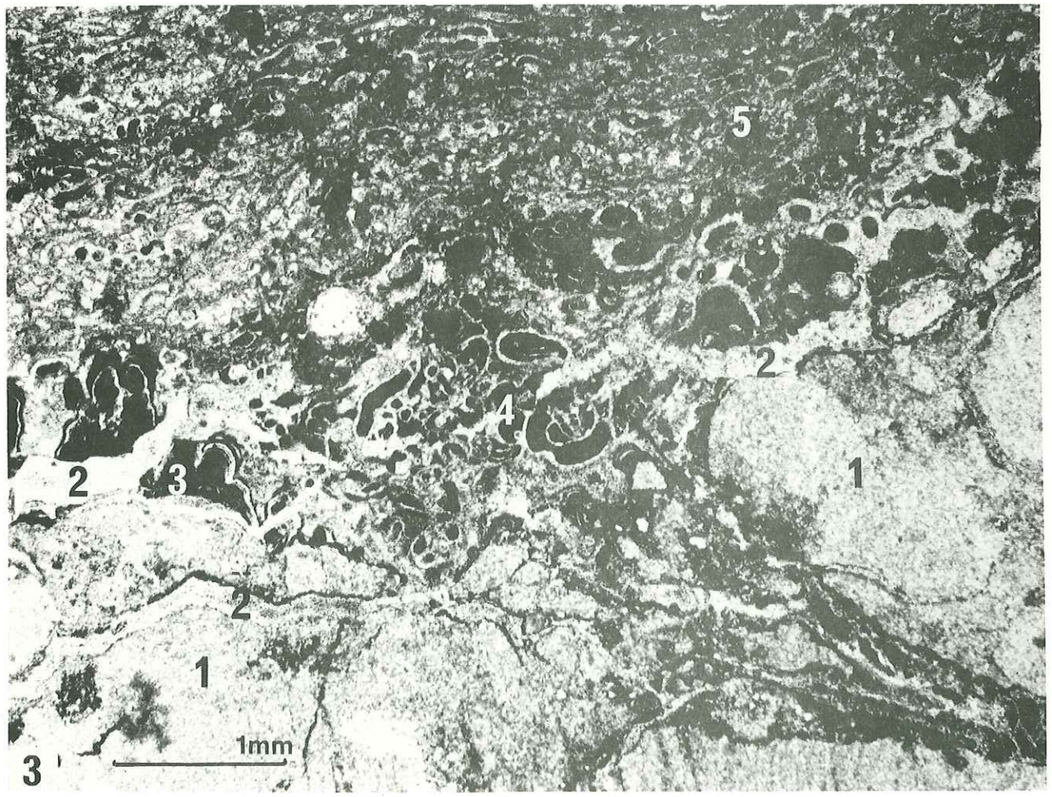
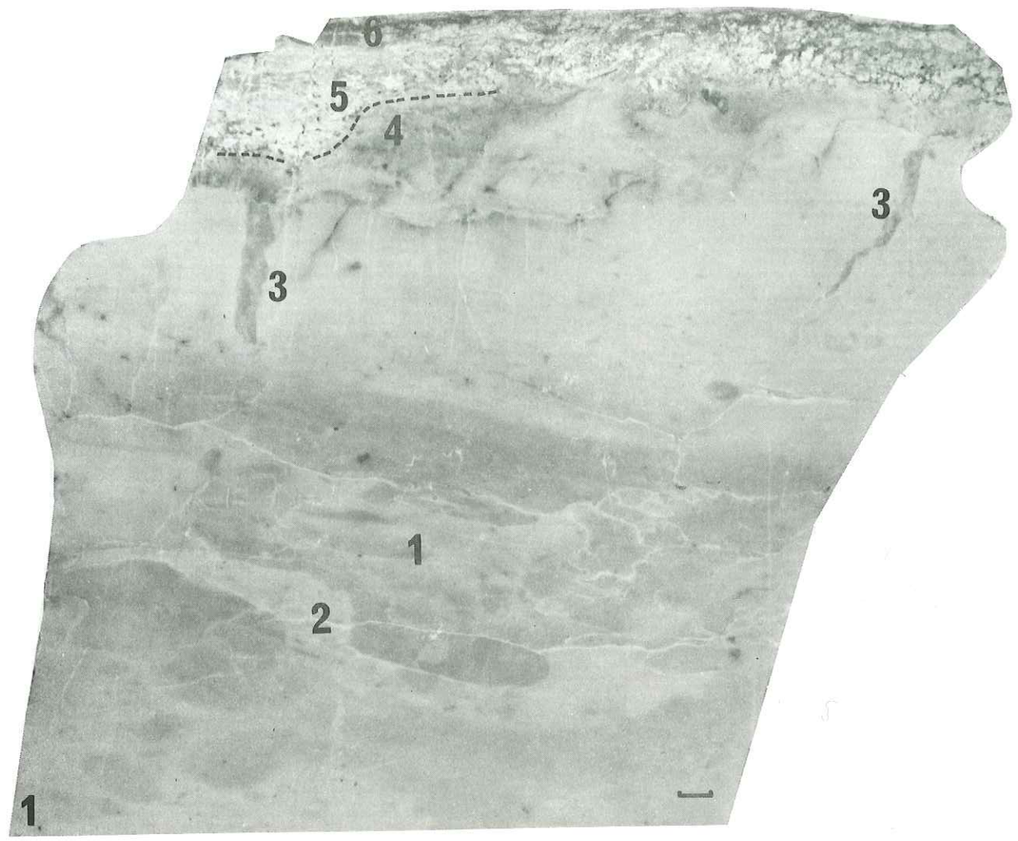


PLANCHE XXVIII - CROUTES MINERALISEES

Ph. 1. Croûte minéralisée composite.
(1) Intramicrite à calpionelles, débris de *Saccocomidae*, d'*Aptychus*, de crinoïdes. Noter les galets mous montrant des déformations de type plastique et (2) un probable filon synsédimentaire. Age : Tithonique supérieur.
(3) Perforations au toit de la micrite tithonique.
(4) Niveau vert micritique contenant de nombreuses concrétions "en colonnettes".
(5) Niveau vert constitué de concrétions en "choux-fleurs" phosphatées et légèrement chloriteuses.
(6) Niveau brun plus calcaire et plus ferrugineux, à choux-fleurs et nubéculaires.
Age de (3) à (6) : Vraconien-Cénomanien inférieur probable.

Ph. 2. Croûte minéralisée composite. Les contacts entre certains niveaux sont rendus difficilement visibles, soit en raison de plissements dus à l'orogénèse alpine, soit en raison de la recristallisation et des altérations de couleurs dues au métamorphisme.
(1) Intramicrite à débris de *Saccocomidae* et à calpionelles ; noter la surface supérieure taraudée et perforée (2). Age : Tithonique supérieur.
(3) Niveau vert constitué par une micrite, perforée par de nombreuses concrétions phosphatées "en colonnettes".
(4) Niveau vert constitué par des concrétions comportant de nombreux "choux-fleurs" essentiellement phosphatés, plus rarement chloriteux ; ces concrétions ont piégé par endroits des éléments micritiques dans lesquels se sont développées des "colonnettes".
(5) Niveau brun constitué de choux-fleurs moins phosphatés, plus calcaires et plus ferrugineux que les précédents, passant progressivement à :
(6) Niveau de choux-fleurs plus phosphatés.
(7) Niveau supérieur rouge (Ca-Fe-P), constitué d'un mélange de choux-fleurs et de nubéculaires.
(8) Calcaire argileux recristallisé.
Age de (2) à (8) : Vraconien-Cénomanien inférieur probable.
Coupe du Lac de l'Ascension, éch. 71/11.

Echelles : les segments de droites de référence tracés sur les documents représentent 2 mm.



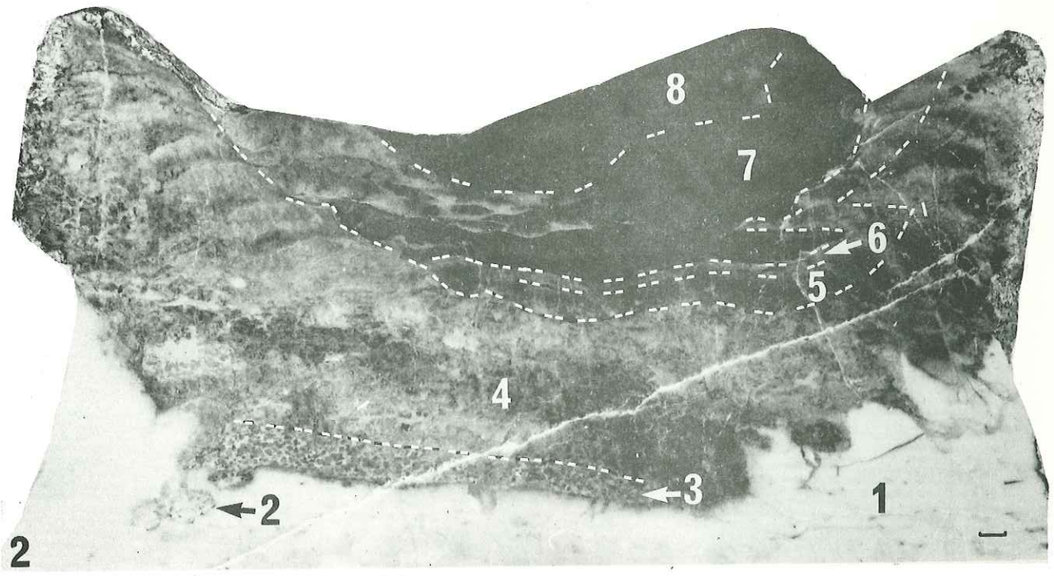


PLANCHE XXIX - ENCROUTEMENTS "EN COLONNETTES"

Ph. 1. Encroûtements "en choux-fleurs" et "en colonnettes".
(1) Micrite à calpionelles, radiolaires, débris d'échinodermes. Age : Tithonique supérieur-Berriasien inférieur.
(2) Micrite à hedbergelles. Age probable : Vraconien.
(3) Encroûtements ferrophosphatés "en colonnettes" développés à partir du contact (1)/(2) d'une part, (2)/(4) d'autre part. Ces "colonnettes" développées à partir du toit et de la base de (2) présentent donc des convexités et des polarités opposées.
(4) Encroûtements ferrophosphatés "en choux-fleurs". Age probable : Vraconien.
(5) "Lambeaux" de calcaire micritique à hedbergelles, d'un âge probablement vraconien, vraisemblablement piégés dans l'encroûtement (4).
Coupe NE de Serre-Chevalier, éch. 75/330. Lumière polarisée.

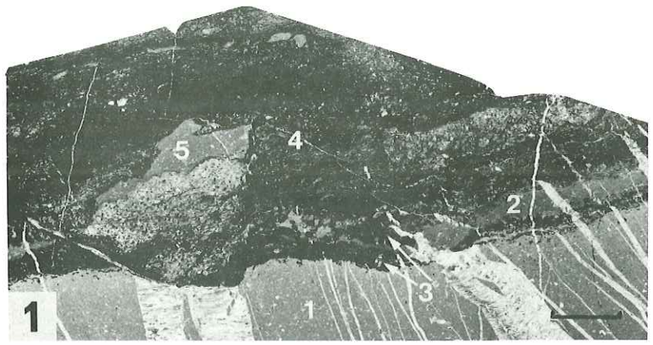
Ph. 2. et 5. Encroûtements phosphatés "en colonnettes" développés à partir de choux-fleurs ferrophosphatés au détriment de la micrite environnante.
Ph. 2. Noter en (1) et (2) deux colonnettes développées "dos à dos" à partir d'un même stylolite.
Ph. 5. Noter en (1), (2) et (3) diverses polarités des colonnettes, qui tendent à se développer à partir d'un encroûtement en direction de la micrite environnante.
Col du Lauzon, éch. 75/81. Vraconien.

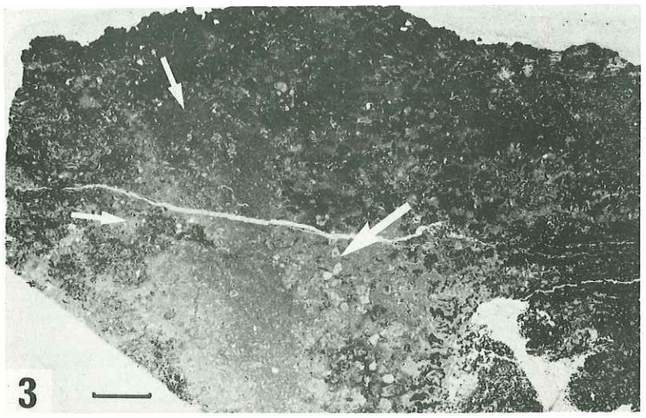
Ph. 3. Perforation et "invasion" d'une micrite vraconienne par de nombreuses "colonnettes" phosphatées. Les flèches donnent le sens de l'"invasion".
Ph. 4. Détail de la photo 3.
Coupe NE de Serre Chevalier, éch. 75/329. Vraconien.

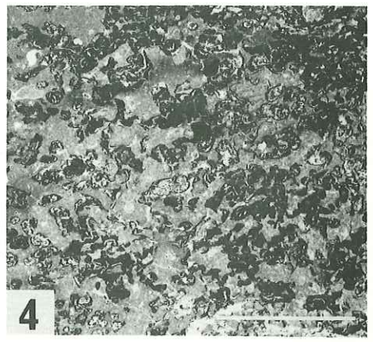
Ph. 6. Galet de micrite vraconienne piégé dans un encroûtement phosphaté "en chou-fleur". Noter les colonnettes phosphatées développées à la périphérie du galet et dirigées vers le centre du galet.
Col du Lauzon, éch. 75/88.

Ph. 7. Encroûtement diagénétique, peut-être proche génétiquement des encroûtements "en colonnettes" (voir aussi pl. XXXII, ph. 2), marquant le contact des dolomies du Norien avec les calcaires du Malm.
Coupe de Saint-Crépin, éch. 68/187.

Echelles : les segments de droites de référence non chiffrés tracés sur les documents représentent 2 mm.







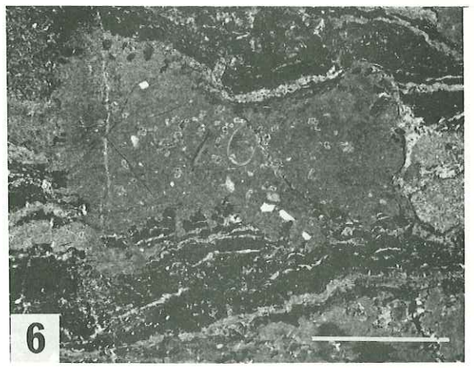


PLANCHE XXX - "COLONNETTES" ET DENDRITES MANGANESIFERES

Ces documents cherchent à montrer une certaine parenté génétique entre les "colonnettes" Fe-Mn-P et les dendrites de manganèse.

Ph. 1. Dendrites de manganèse développées aux épontes d'un filon sédimentaire. Cette figure est à rapprocher des colonnettes de la photo 4.
Coupe du Torrent de Sant'Antonio, près de Taormina, Sicile, éch. 73/72bis, nodule de Crétacé supérieur au toit du Malm.

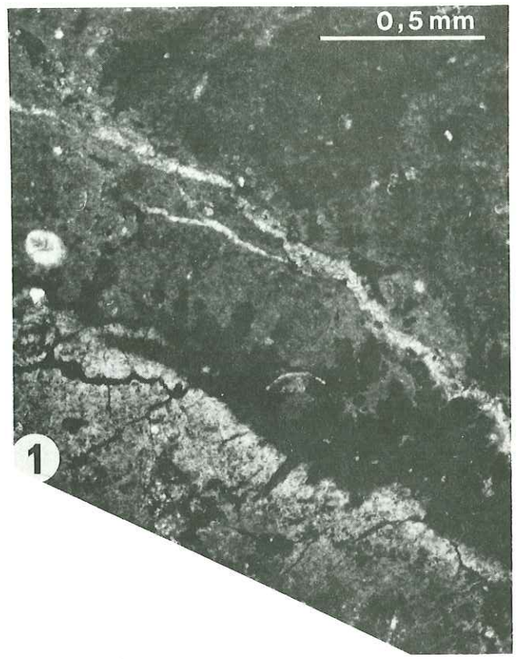
Ph. 2. Dendrites de manganèse développées dans l'encaissant à partir des épontes d'un filon sédimentaire. Noter en (1) la progression d'une dendrite facilitée par une microfissure.

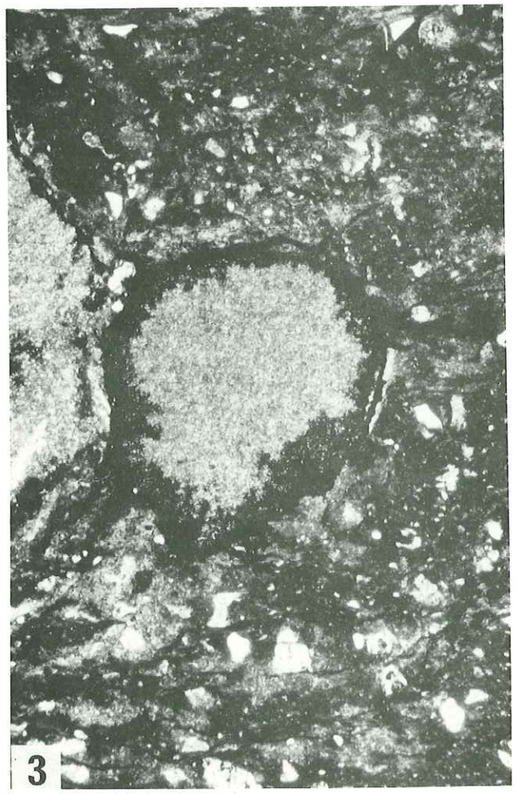
Ph. 3. "Invasion" d'un galet de dolomie triasique par des dendrites de manganèse. Noter le sens de progression des dendrites, de la périphérie vers le coeur.

Ph. 4. "Colonnettes" Fe-Mn-P développées dans un filon sédimentaire à partir de ses épontes.

Ph. 2, 3, 4 : coupe du Grand Bois, éch. 68/243. Paléocène supérieur-Eocène inférieur.

L'échelle est la même pour les quatre documents (voir ph. 1).





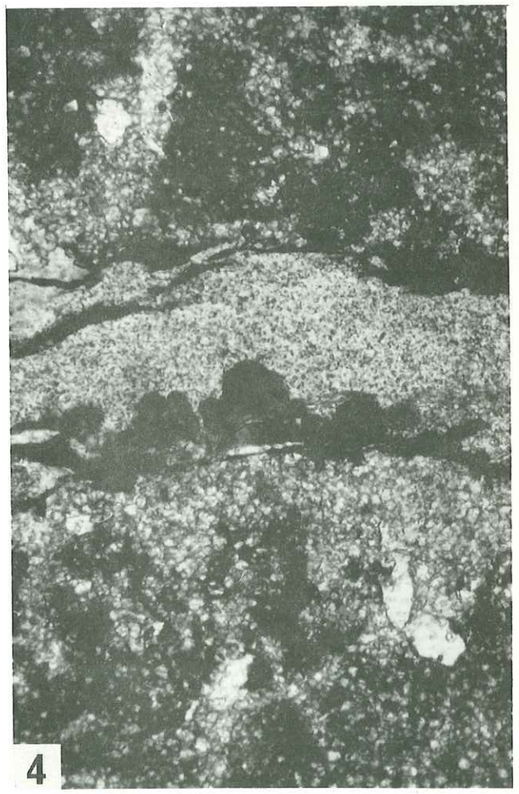


PLANCHE XXXI - ENCROUTEMENTS "EN COLONNETTES"

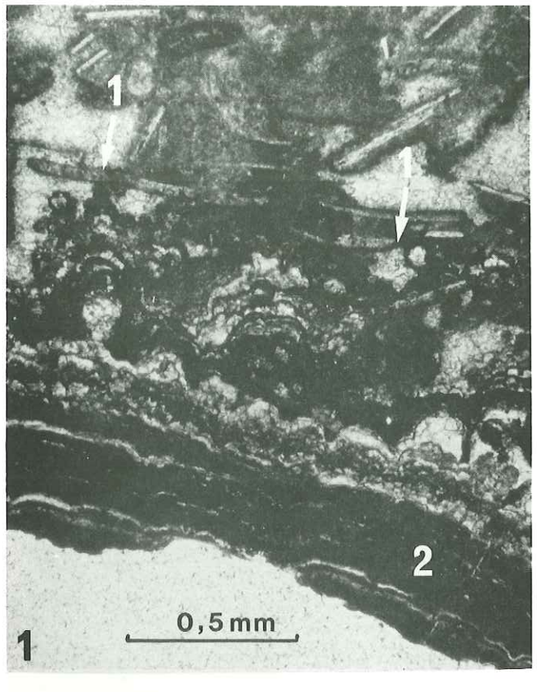
Ph. 1, 2, 3. Remplacement progressif d'un sédiment par un encroûtement "en colonnettes". Noter, sur les documents 1 et 2, en (1), des filaments calcitiques (posidonomyes ?) à moitié "digérés" par les colonnettes. Le document 3 montre, en (1), le processus de formation des colonnettes : celles-ci naissent en avant du front de progression et se développent à partir de surfaces d'hétérogénéités, ici les surfaces des débris de filaments. Noter le changement d'aspect des colonnettes au cours de leur développement : à l'arrière du front de progression, elles sont bien formées et nettes (ph. 1, (2) ; ph. 2, (2) ; ph. 3, (3)); les nouvelles colonnettes, par contre, sont plus floues et moins ordonnées.

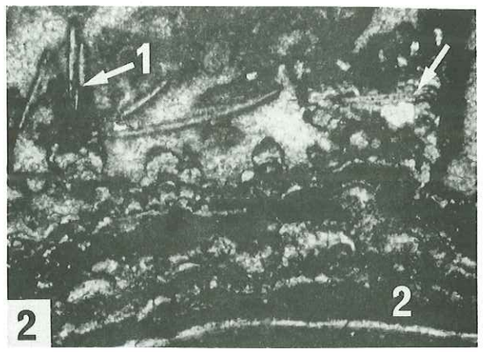
Carrière de Cima Tre Pezzi, Trentin, Italie, éch. 72/288. Bajocien supérieur.

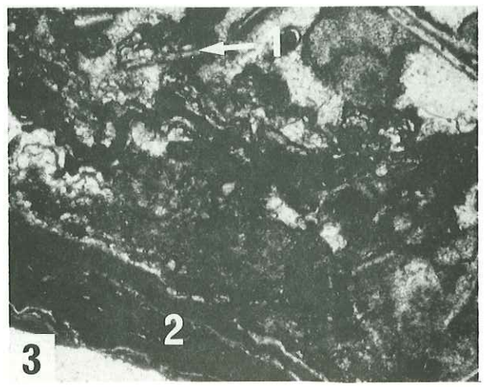
Ph. 4 , 5. "Colonnettes" essentiellement phosphatées développées dans un filon sédimentaire à partir de ses épontes, probablement après le remplissage du filon ; ces concrétions ont probablement été nourries par des fluides circulant le long des épontes du filon lors de la diagénèse.

Coupe du torrent de Sant-Antonio, près de Taormina, Sicile, éch. 73/72bis, placages de sédiments condensés du Vraconien et du Crétacé supérieur au toit du Malm.

L'échelle est la même pour les quatre documents (voir ph. 1).







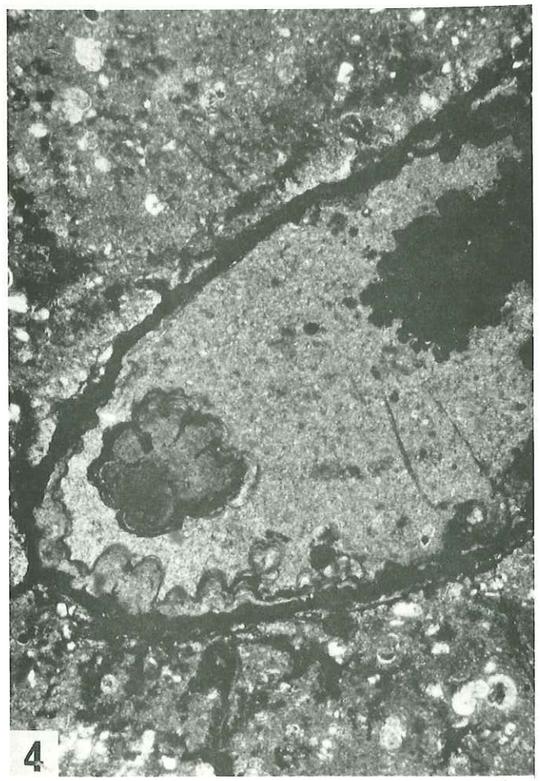


PLANCHE XXXII - CONCRETIONS "EN COLONNETTES" ET NODULES DIAGENETIQUES

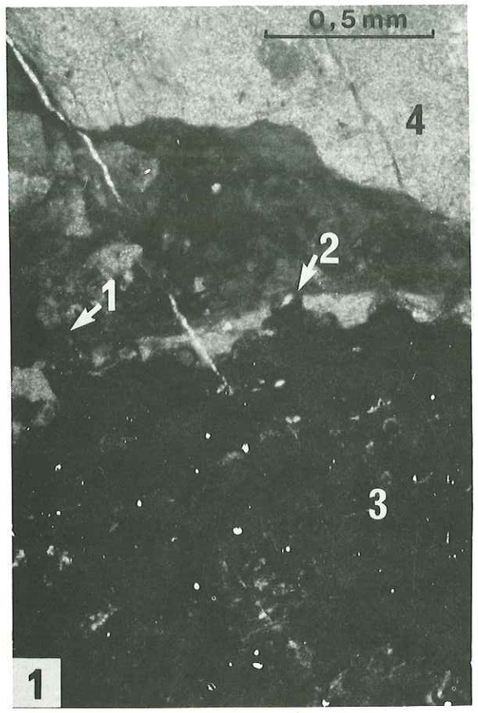
Ph. 1. "Colonnettes" phosphatées développées à la périphérie d'un nodule au détriment du sédiment.
On peut voir, en (1) et (2), les colonnettes traverser un plan de stratification du sédiment.
(3) Encroûtements "en choux-fleurs" et nubéculaires.
(4) Micrite phosphatisée.
Coupe du Grand Bois, éch. 60B/52. Paléocène supérieur-Eocène inférieur.

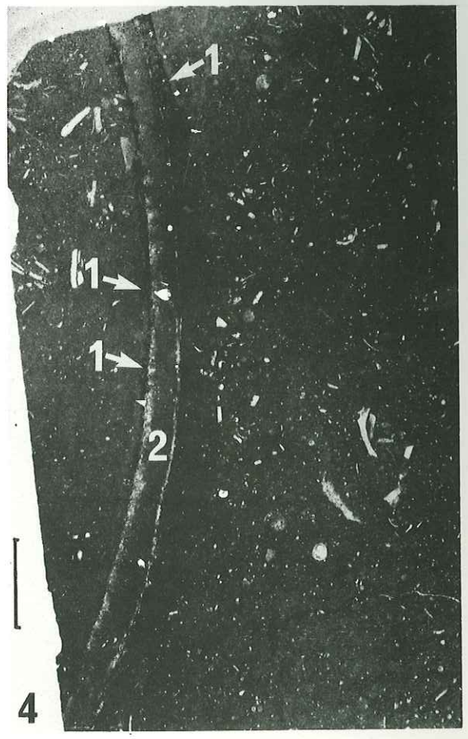
Ph. 2. Nodule ferromanganésifère d'origine vraisemblablement diagénétique.
Des "colonnettes" ferromanganésifères (2) se sont développées *à l'intérieur* de la micrite à débris de *Saccocomidae* (3), à partir de la périphérie d'un galet de grainstone (1) (Dogger probable), comme l'attestent les débris de *Saccocomidae* (4), à moitié "digérés" par les colonnettes.
Coupe du "Gisement des Ammonites", éch. 69/324. Kimméridgien-Tithonique inférieur.

Ph. 3. "Colonnettes" phosphatées développées dans le sens inverse de la polarité stratigraphique.
(1) Encroûtements phosphatés "en choux-fleurs".
(2) "Colonnettes" développées vers le bas à partir de l'encroûtement précédent.
Contrefort E du Signal du Peyron, éch. 71/134. Vraconien.

Ph. 4. Embryons de colonnettes ferromanganésifères (1), formés sur un débris de coquille d'ammonite aujourd'hui disparu, car dissous au cours de la diagénèse (2).
Coupe du "Gisement des Ammonites", éch. 69/364. Berriasien inférieur.

L'échelle est la même pour les documents 1, 2 et 3 (voir ph. 1). Le segment de droite de référence tracé sur le document 4 représente 2 mm.





REPRESENTATION DES FACIES, DES FAUNES, DES FIGURES SEDIMENTAIRES ET DIFFERENTS SIGLES EMPLOYES POUR LA DESCRIPTION DES SEDIMENTS.

LITHOLOGIE

- Dolomies
- Calcaires de plate-forme
- Calcaires pélagiques
- Calcaires noduleux
- Calcaires noduleux à nodules bien individualisés dans une matrice abondante
- Cherts
- Radiolarites
- Calcaires argileux
- Argilites, claystones
- Pélites, siltstones
- Grès, quartzites
- Calcarénites
- Microbrèches
- Brèches calibrées
- Brèches chaotiques
- Brèches à matrice abondante

Eléments de

	Ang.	Usé
calcaires pélagiques	△	○
calcaires du Dogger	◬	⊙
carbonates triasiques	◬	⊘
grès ou quartzites	◬	⊙
brèches	◬	⊘

- Galets d'argilites
- Pellets

- M Micas
- C Chlorites
- T Tourmalines

DISCONTINUITES

majeures — mineures

FAUNE

- F Fossiles (en général)
- Echinodermes
- Brachiopodes
- Gastéropodes
- Ostracodes
- Spicules de spongiaires
- Nubéculaires
- Bélemnites
- Ammonites
- Aptychus

FIGURES SEDIMENTAIRES

- Fenêtres
- Laminations, stratifications
- Stratifications obliques
- Ravinements, surfaces d'érosions
- Granuloclassements
- Déformations dues à un glissement
- Terriers, bioturbations
- Filons sédimentaires
- Filons sédimentaires d'origine tectonique
- Indices de dissolutions de tests primitivement aragonitiques
- Encroûtements
- Galets encroûtés
- Choux-fleurs
- Surfaces perforées
- Perforations
- Galets perforés
- Galets ébauchés, nuages de boue
- Galets mous
- Structures géotropes non concordantes dans un même échantillon

DIAGENESE

- Stylolites
- Feldspaths néoformés
- Rhomboèdres de calcite
- Degrés croissants de recristallisation d'un carbonate (étude rendue difficile, très difficile)
- Microlits argileux
- Microlits argileux abondants
- Nodularisation
- H Hématite
- P Pyrite
- PH Pyrite hématisée
- Ph Phosphatisation

COULEUR DES SEDIMENTS

B	Blanc	M	Marron
b	Bleu	Vi	Violet, lie-de-vin
R	Rouge	GB, GN	Gris-blanc, gris-noir etc...
BR	Rose	BR/V, R/G	Alternance de rose et de vert, de rouge et de gris etc.
G	Gris	M(p), G(p)	Marron en patine, gris en patine etc.
N	Noir		
J	Jaune		
V	Vert		