

Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz
herausgegeben von der
Schweizerischen Geologischen Kommission ©
(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse
publiés par la
Commission Géologique Suisse ©
(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)

Nouvelle série, 155^e livraison

Francis Persoz

Neuchâtel

**Inventaire minéralogique, diagenèse des argiles
et minéralostratigraphie des séries jurassiques
et crétacées inférieures du Plateau suisse
et de la bordure sud-est du Jura
entre les lacs d'Annecy et de Constance**

Avec 19 figures et 3 tableaux

1982

Imprimé par Stämpfli + Cie SA, Berne

Préface de la Commission Géologique

Le présent travail du professeur F. Persoz entre dans le cadre des recherches sur la minéralogie et la géologie des argiles menées activement depuis de nombreuses années par l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel.

Une première synthèse de la minéralogie des séries jurassiques et crétacées du Plateau suisse et de la bordure sud-est du Jura y est présentée. En montrant que l'évolution diagénétique des argiles reste extrêmement modeste dans ces séries carbonatées, l'auteur ouvre des voies nouvelles d'investigation et propose une minéralostratigraphie basée sur la distribution relative entre minéraux des argiles. Il s'agit là d'un nouveau pas dans l'étude et la connaissance de la stratigraphie de séries pauvres ou dépourvues de faune utilisable en biostratigraphie.

En mai 1981, l'auteur proposa son mémoire à la Commission Géologique qui, pour répondre au souhait de le voir publié pour l'année du 100^e anniversaire de la Société Géologique Suisse et vu son caractère de grande actualité, a accepté, par voie consultative hors séance, en date du 10 août 1981, de l'imprimer dans la série des «Matériaux».

L'auteur est seul responsable du contenu du texte et des illustrations.

Bâle, automne 1981

Pour la Commission Géologique

Le Président:

Prof. Dr W. Nabholz

Préface de l'auteur

A mon fils Jean-Dominique
et à Michel

L'intérêt pour les études minéralogiques des roches sédimentaires s'est manifesté, surtout depuis les années 60, parallèlement au développement des techniques de diffraction *X* et à une recherche pétrolière intensive surtout aux Etats-Unis et en France.

En Suisse, vers 1967, sous l'impulsion du professeur B. Kübler, le laboratoire de minéralogie, pétrographie et géochimie de l'Université de Neuchâtel axe une grande partie de ses recherches dans cette direction aussi bien dans les séries mésozoïques que tertiaires. Grâce à une standardisation extrêmement poussée des techniques, il devint rapidement possible de livrer, dans les travaux dits «de routine», des analyses fiables en grand nombre. Depuis, de nombreux travaux ont été publiés par le laboratoire aussi bien dans les études de bassin que dans celle de la diagenèse.

Dans les séries tertiaires du Plateau suisse, un inventaire minéralogique paraissait en 1979 (MONNIER 1979). Dans les séries mésozoïques, l'interprétation des travaux régionaux souffrait encore de l'absence d'un cadre général; c'est l'objectif de cette publication qui représente donc un inventaire, encore sommaire il est vrai, de la minéralogie extra-alpine des séries jurassiques et crétacées inférieures en Suisse.

Ce travail a bénéficié de subsides du Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique (Requête 2.542-0.76). Les échantillons des forages ont été mis gracieusement à notre disposition par Elf Aquitaine (Suisse) Exploration-Production S.A. à Bienne, Esso-Rep à Bordeaux, Swisshpetrol à Zürich, l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg et par le Musée géologique à Lausanne. A ces institutions nous adressons nos remerciements pour l'aide qu'elles nous ont apportée. Ma gratitude va également à M. le Professeur B. Kübler et à mes collègues de l'Institut ainsi qu'à M^{me} A. Hamoud, M. G. Magranville et M^{me} I. Bourquin qui m'ont apporté le soutien efficace de leur précieuse collaboration. Je dédie ce travail à mon fils Jean-Dominique et à Michel Pochon, tous les deux trop tôt disparus.

Table des matières

	Page		Page
Préface de la Commission Géologique	3	3.1.2 Cas des séries argoviennes	32
Préface de l'auteur	4	3.1.3 Cas de l'Opalinus-Ton	33
Table des figures et tableaux	6	3.2 Comportement de la kaolinite	33
		3.3 Indices d'aigu	33
1. Introduction		3.3.1 Evolution de l'indice IAEG avec la pro- fondeur	34
1.1 Echantillonnage	7	3.3.2 Interprétation	35
1.2 Unités lithologiques et limites stratigraphiques principales	9	3.4 Conclusions	36
1.3 Méthodes analytiques	11		
2. Reconnaissance des minéraux et principales ten- dances évolutives		4. Minéralostratigraphie	
2.1 Le quartz détritique et néoformé	12	4.1 Nature des corrélations	37
2.2 La dolomite	15	4.2 Signification des corrélations	38
2.3 La kaolinite	15	4.2.1 Corrélations <i>M 3</i> et <i>M 8</i>	38
2.4 La chlorite	19	4.2.2 Corrélation <i>M 14</i>	41
2.5 L'illite	19	4.2.3 Corrélations crétacées; la corrélation <i>C 1</i>	43
2.6 Les indices d'aigu de l'illite (IAN-IAEG)	19	4.2.4 Corrélations <i>C 2</i> et <i>C 3</i>	43
2.6.1 Distribution du couple IAN/IAEG	22	4.2.5 Corrélation <i>C 4</i>	45
2.6.2 Signification des valeurs des indices IAN et IAEG	24	4.3 Conclusions	46
2.7 Les interstratifiés	24		
2.8 Les smectites	26	5. Conclusions générales	
2.9 Les feldspaths	26	5.1 Minéralogie	46
2.10 La pyrite	26	5.2 Les grandes tendances évolutives	47
3. Transformations diagénétiques et héritage		5.3 Domaines de sédimentation et minéralofaciès	47
3.1 Comportement des smectites et interstratifiés ..	31	5.4 Diagenèse et héritage	48
3.1.1 Persistance des smectites dans les séries carbonatées	31	5.5 Minéralostratigraphie	48
		Résumé	49
		Zusammenfassung	49
		Abstract	50
		Bibliographie	51

Table des figures et tableaux

	Figures	Page
Fig. 1	Situation géographique des coupes et forages	8
Fig. 2	Distribution des teneurs en quartz	13
Fig. 3	Distribution du quartz inférieur à 2 μ exprimée en intensité de la raie de diffraction à 4,26 Å sur préparation orientée	14
Fig. 4	Distribution de la dolomite en pour-cent de la roche totale	16
Fig. 5	Distribution des teneurs relatives en kaolinite en pour-cent de la somme totale des phyllites	17
Fig. 6	Diffractionogrammes caractéristiques des paragenèses argileuses	18
Fig. 7	Distribution des teneurs relatives en chlorites	20
Fig. 8	Distribution des teneurs relatives en illite-micas	21
Fig. 9	Distribution des valeurs de l'indice d'aigu de l'illite sur préparation séchée à l'air et traitée à l'éthylène glycol ...	23
Fig. 10	Distribution des teneurs relatives en interstratifiés illite-smectite	25
Fig. 11	Distribution des teneurs relatives en smectites	27
Fig. 12	Distribution des feldspaths potassiques inférieurs à 16 μ exprimée en intensité de la raie de diffraction vers 3,25 Å sur préparation orientée	28
Fig. 13	Distribution des plagioclases inférieurs à 16 μ exprimée en intensité de la raie de diffraction vers 3,20 Å sur préparation orientée	29
Fig. 14	Distribution de la pyrite inférieure à 16 μ exprimée en intensité de la raie de diffraction vers 3,12 Å sur préparation orientée	30
Fig. 15	Moyennes des indices d'aigu mesurés sur préparations traitées à l'éthylène glycol et rapportées en regard de la profondeur d'enfouissement maximale de deux séries, marneuse et argilo-marneuse	34
Fig. 16	Valeurs de l'indice d'aigu en fonction de la teneur en carbonates	35
Fig. 17	Corrélations dans les séries du Malm	40
Fig. 18	Corrélations basées sur la distribution de la kaolinite au Malm supérieur	42
Fig. 19	Les corrélations C 1 à C 3 au Crétacé	44

Tableaux

Tab. 1	Maille d'échantillonnage et nombre total d'échantillons par série (N_s) et par forage (N_f)	8
Tab. 2	Tableau comparatif des «unités lithostratigraphiques» utilisées par les différents auteurs	10
Tab. 3	Cotes, en mètres, des corrélations minéralogiques	38

1. Introduction

Dans les séries carbonatées, l'étude de la minéralogie du résidu insoluble peut être un outil efficace aussi bien au niveau de la définition des bassins, de l'origine des apports, des environnements de dépôts, des corrélations que de l'évolution post-dépositionnelle. Bien que ces techniques aient été largement utilisées, principalement dans la recherche pétrolière, il n'existe que peu de travaux de ce genre en Suisse. En ce qui concerne la minéralogie des séries du Jurassique et Crétacé extra-alpins, PETERS (1962) a caractérisé plusieurs séries argileuses et marneuses du Lias et du Malm; BOLLIGER & BURRI (1970) ont utilisé la distribution du quartz dans l'élaboration d'une stratigraphie locale de l'Oxfordien. STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971) ont tenté de définir des apports détritiques locaux au Valanginien; FROIDEVAUX (1976) a essayé de préciser les environnements de dépôts dans les séries hauteriviennes de la région genevoise. PERSOZ & KÜBLER (1968), PERSOZ & REMANE (1976) ont caractérisé le passage Jurassique-Crétacé et précisé, sur une base minéralogique, les corrélations entre le domaine subalpin et jurassien.

Dans ce cadre-là, depuis plusieurs années, nous avons réalisé un grand nombre d'analyses en diffraction des rayons X. Il nous a paru utile de les présenter sous forme d'un inventaire facile à consulter, sans liste de données chiffrées.

Celui-ci repose sur l'analyse systématique de 9 forages profonds et 4 coupes de terrain dont l'extension stratigraphique va du Lias au Crétacé (Barrémien). Il concerne essentiellement le domaine infra-molassique du Plateau suisse, mais s'appuie aussi sur des données en provenance du Jura méridional neuchâtelois. L'extension géographique va du lac d'Annecy au lac de Constance, donc du domaine subalpin au domaine souabe.

En raison de la densité d'échantillonnage – faible dans les séries liasiques, moyenne dans celles du Dogger et forte dans celles du Malm et du Crétacé – cet inventaire est d'inégale valeur. L'échantillonnage repose sur des analyses de routine et de ce fait ne peut prétendre épuiser le problème des définitions minéralogiques comme celui de leur distribution.

Comme nous le verrons, les séries étudiées ont pour l'essentiel échappé aux modifications majeures de la diagenèse profonde. L'inventaire reste donc avant tout le reflet des influences détritiques des arrière-pays, modulées dans quelques cas par des environnements de dépôt.

Grâce à l'analyse séquentielle des distributions des argiles (kaolinite, illite) il a été possible d'établir des corrélations entre les différents forages et coupes de terrain, principalement dans le Malm et le Crétacé. Des études sur des régions voisines permettraient peut-être d'élaborer une minéralostratigraphie régionale.

1.1 Echantillonnage

Les forages et coupes suivants ont été utilisés (d = déblais lavés et rares carottes; c = carottage continu; s = coupe de surface), (fig. 1).

- *Région méridionale*: (FAU) Faucigny 1 (d) coord. 911.600/132.200¹⁾, Haute-Savoie, Esso-Rep. (CHA) Chapéry 1 (d) coord. 887.881/100.679¹⁾, Haute-Savoie, Esso-Rep. (HUM) Humilly 2 (d) Haute-Savoie SNPA.
- *Région centrale*: (MON) forage Morand, Montricher (c) coord. 520.025/162.180²⁾, Musée géologique, Lausanne. (ESS) Essertines 1 (d) Swisstopol. (CT) Courtion 1 (d) coord. 572, 410/189.420²⁾, Institut de Géologie, Fribourg. (JN) log minéralogique synthétique du Jura neuchâtelois méridional composé du forage de Bevaix (c) (Urgonien à Kimméridgien), des

¹⁾ Coordonnées de la Carte de France 1:50 000, quadrillage kilométrique: projection Lambert II zone centrale.

²⁾ Coordonnées de la Carte nationale de la Suisse 1:25 000.

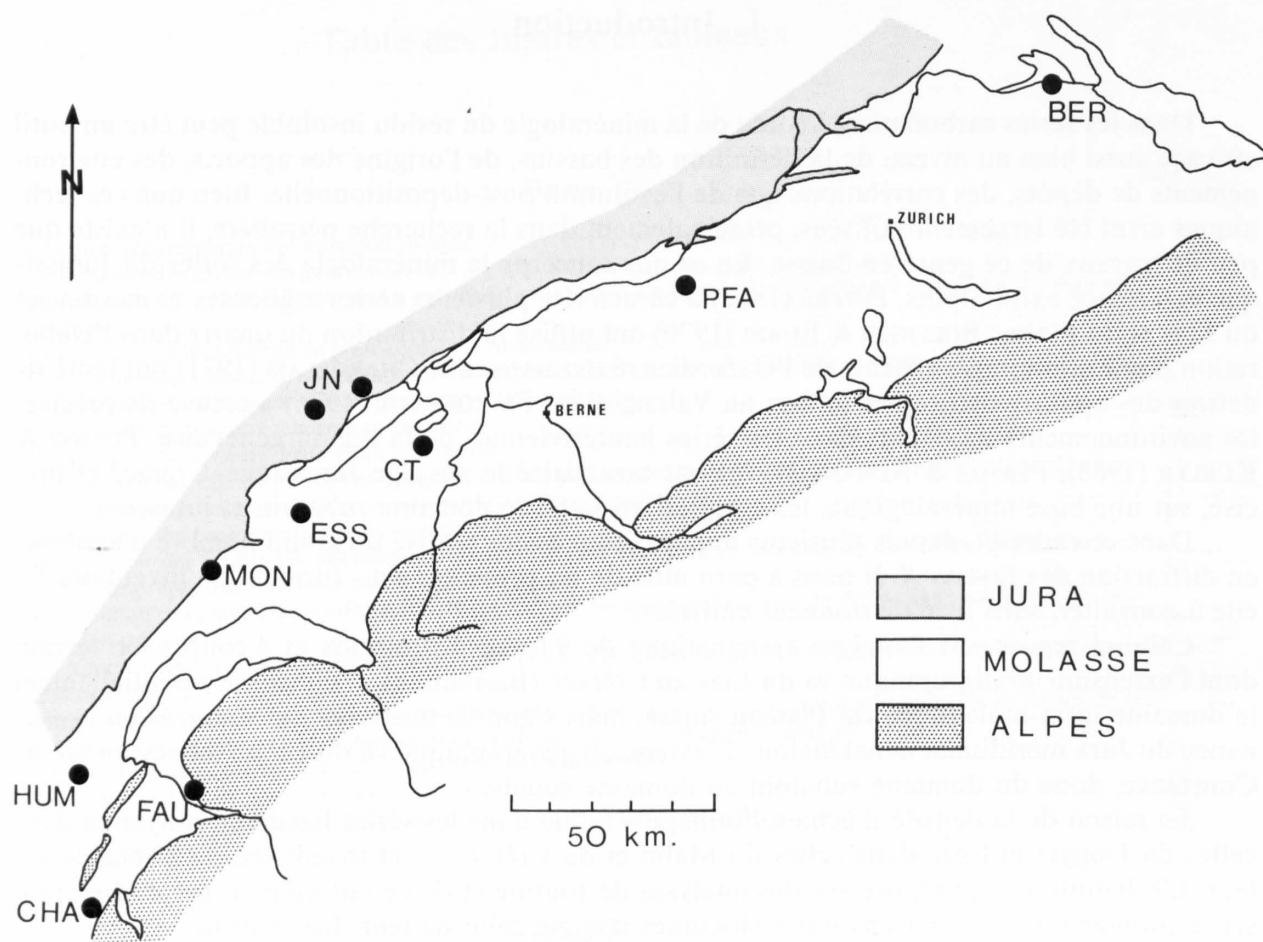


Fig. 1: Situation géographique des coupes et forages.

FAU = Faucigny 1; CHA = Chapéry 1; HUM = Humilly 2; ESS = Essertines 1; MON = Montricher; JN = coupe synthétique du Jura neuchâtelois méridional; CT = Courtion 1; PFA = Pfaffnau 1; BER = Berlingen 1.

Tableau 1: Maille d'échantillonnage et nombre total d'échantillons par série (N_s) et par forage (N_f)

	FAU	CHA	HUM	ESS	MON	JN	CT	PFA	BER	N_s
URGONIEN	0,6	1,1	0,8	3,0	4,9	10,7	–	–	–	128
HAUTERIVIEN	0,6	0,9	1,2	2,6	5,5	10,2	2,7	–	–	199
VALANGINIEN	0,9	1,3	2,4	3,0	4,9	10,2	2,5	–	–	209
MALM	0,6	2,3	1,7	1,3	6,2	7,4	1,5	2,0	1,9	1078
DOGGER	0,9	0,9	1,3	1,2	–	9,3	1,7	1,9	1,1	352
LIAS	0,3	1,0	0,2	1,4	–	–	1,1	2,1	0,9	166
N_f	111	144	286	285	185	664	218	143	96	2132

Maille d'échantillonnage: nombre d'échantillons par tranche de 10 m.

coupes de Combe Garrot (s) (Kimméridgien), Haut de Tour I et II (s) (Séquanien et Argovien pp.) et de la coupe du Furcil (s) (Bathonien, Callovien).

- *Région orientale*: (PFA) Pfaffnau 1 (d), Swisspetrol. (BER) Berlingen 1 (d), Swisspetrol.

Concernant les coordonnées précises des forages de Swisspetrol et celles des coupes du Jura neuchâtelois, voir respectivement BÜCHI et al. (1965) et PERSOZ & REMANE (1973).

Au total 2132 échantillons ont été analysés. L'espacement entre les échantillons varie entre 1 et 10 m. La maille d'échantillonnage figure dans le tableau 1 et dans la figure 9.

1.2 Unités lithologiques et limites stratigraphiques principales

Les subdivisions lithologiques des forages n'ont pas été réétudiées, elles sont reprises des documents suivants: Chapéry et Faucigny (log-forage Esso-Rep, 1970), Humilly (log microstratigraphique 1:2000 SNPA-Pau), Essertines, Pfaffnau, Berlingen (BÜCHI et al. 1965), Courtion (FISCHER & LUTERBACHER 1963); en ce qui concerne le Jura neuchâtelois on s'est appuyé sur les subdivisions classiques de la lithostratigraphie jurassienne (PERSOZ & REMANE 1973, 1976), pour le forage de Montricher nous avons en outre bénéficié de l'aide de J. Charollais (communic. orale). L'ensemble de ces données figure dans le tableau 2.

Comme on peut le constater à l'examen du tableau 2, la nomenclature lithostratigraphique adoptée par les différents auteurs souffre d'une disparité certaine. Les raisons en sont multiples: difficulté d'une définition lithologique sur du matériel de forage; ambiguïté d'une nomenclature jurassienne, dite classique, qui recourt à des noms d'étages (p. ex. Kimméridgien) ou à des noms d'étages abandonnés dans la nomenclature internationale (Argovien, Séquanien) pour définir des unités lithologiques dont le contenu descriptif est relativement imprécis; rareté des faunes qui permettent une biostratigraphie claire; multiplication des noms de formations locales qui prennent, au cours des travaux, des extensions géographiques que leur définition originale n'autorise pas.

Les équivalences proposées dans le tableau 2 ne représentent qu'une tentative de corrélation raisonnable. La nomenclature doit être comprise en terme d'une terminologie locale qui demande à être unifiée.

La limite Trias-Lias est confondue avec le sommet des faciès rhétiens. A Faucigny et Chapéry où cette formation n'est pas individualisée, la limite a été placée au-dessus des faciès dolo-mitiques du Keuper. La limite Lias-Dogger est fixée à la base de l'Opalinus-Ton dans le domaine oriental (Pfaffnau, Berlingen) et central (Courtion, Essertines). A Humilly, Chapéry et Faucigny cette limite n'a pu être placée entre deux unités distinctes; il est probable que ce qui a été dénommé par les auteurs «Lias supérieur» et «Lias marneux» comprend aussi la partie inférieure des séries aaléniennes.

La limite Dogger-Malm est indubitable partout. Elle correspond à la lacune ou à la série extrêmement condensée du Callovo-Oxfordien.

Dans tous les forages et coupes nous avons placé la limite Jurassique-Crétacé au sommet des faciès purbeckiens (PERSOZ & REMANE 1976). A Faucigny, où cette unité est mal individualisée, la position de la limite est un peu incertaine.

A l'intérieur de ces quatre grands ensembles, les limites sont données avec plus ou moins de confiance selon les auteurs (voir BÜCHI et al. 1965, FISCHER & LUTERBACHER 1963, STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971, PERSOZ & REMANE 1973).

Les équivalences entre unités et l'échelle stratigraphique internationale sont *approximatives*. Quelques corrélations basées sur des marqueurs minéralostratigraphiques ont également été reportées sur ce tableau (voir p. 37).

Tableau 2: *Tableau comparatif des «unités lithostratigraphiques» utilisées par les différents auteurs*

Les corrélations entre forages et l'échelle internationale restent approximatives (voir texte). Les lignes dénommées *D*, *M* et *C* entre les forages se rapportent aux corrélations établies sur la base de critères minéralogiques, principalement sur la distribution des teneurs en kaolinite.

Echelle Internationale		FAUCIGNY		CHAPERY		HUMILLY		ESSERTINES		MONTRICHER		JURA NEUCHATELOIS		COURTION		PFAFFNAU		BERLINGEN	
Barrémien	2432	Tertiaire	2069	Tertiaire	438	Tertiaire	337	Tertiaire	38	Tertiaire	7	Tertiaire	1322	Tertiaire					
		F. Urgonien	F. Urgonien	Barrémien	576	Barrémien	360	Hauterivien sup	139	F. Urgonien	39	F. Urgonien	Hauterivien sup.						
Hauterivien	2587	Pierre jaune de Neuchâtel	2235	Pierre jaune de Neuchâtel	604	Pierre jaune de Neuchâtel	393	Hauterivien inf	195	Pierre jaune de Neuchâtel	86	Pierre jaune de Neuchâtel	1360?	Hauterivien inf.					
	2643	Marnes d' Hauterive	2280	Marnes d' Hauterive	670	Marnes d' Hauterive	430		238	Marnes d' Hauterive	119	Marnes d' Hauterive	1384						
Valanginien	2682	Calcaire roux	2323	Calcaire roux	720	Calcaire roux		Valanginien		Valanginien	126	Calcaire roux	Valanginien						
	2742	M. bâtard	2358	M. bâtard	812	M. bâtard		Valanginien		Valanginien		Marbre bâtard							
	2759	C.Corraterie	2395	C.Corraterie	846	C.Corraterie		Infra-Valanginien											
	2790	Calc.Thoiry	2474	Calc.Thoiry	846	Calc.Thoiry				519									
Portlandien	2868	Purbeckien	2496	Purbeckien	925	Purbeckien	531	Purbeckien	603	Purbeckien	177	Purbeckien	1434	Purbeckien					
		Portlandien à Kimméridgien	3188	Portlandien à Kimméridgien	1032	Portlandien à Kimméridgien		Portlandien		Portlandien	192	Portlandien	1477	Portlandien					Tertiaire
Kimméridgien	3392	Oxfordien	3188	Oxfordien	1032	Oxfordien		Séquanien		Séquanien	296	Kimméridgien	1575?	Kimméridgien					1473
		Oxfordien	3188	Oxfordien	1032	Oxfordien		Séquanien		Séquanien	490	Séquanien	1721	Séquanien					Malm
Oxfordien	3845	Argovien	3373	Argovien	1346	Argovien		Argovien		Argovien	610	Argovien	1822	Argovien					1730
		Callovien	3373	Callovien	1346	Callovien		Callovien		Callovien	798	Callovien	2038	Callovien					1757
Callovien		Bathonien	3373	Bathonien	1375	Bathonien		Bathonien		Bathonien	881	Bathonien	2103	Bathonien					1779
		Bathonien à Bajocien	3373	Bathonien à Bajocien	1375	Bathonien à Bajocien		Bathonien à Bajocien		Bathonien à Bajocien		Bathonien à Bajocien		Bathonien à Bajocien					β
Bathonien		Bajocien	3373	Bajocien	1375	Bajocien		Bajocien		Bajocien		Bajocien		Bajocien					1790
		Aalénien	3373	Aalénien	1375	Aalénien		Aalénien		Aalénien		Aalénien		Aalénien					α
Bajocien		Aalénien	3373	Aalénien	1375	Aalénien		Aalénien		Aalénien		Aalénien		Aalénien					1842
		Opalinus Ton	3373	Opalinus Ton	1375	Opalinus Ton		Opalinus Ton		Opalinus Ton		Opalinus Ton		Opalinus Ton					D o g g e r
Aalénien		Opalinus Ton	3373	Opalinus Ton	1375	Opalinus Ton		Opalinus Ton		Opalinus Ton		Opalinus Ton		Opalinus Ton					1850
		Lias	3373	Lias	1375	Lias		Lias		Lias		Lias		Lias					ε
Toarcien		Lias	3373	Lias	1375	Lias		Lias		Lias		Lias		Lias					1856
		Lias argileux: (Aalénien à Toarcien)	3373	Lias argileux: (Aalénien à Toarcien)	1375	Lias argileux: (Aalénien à Toarcien)		Lias argileux: (Aalénien à Toarcien)		Lias argileux: (Aalénien à Toarcien)		Lias argileux: (Aalénien à Toarcien)		Lias argileux: (Aalénien à Toarcien)					δ
Pliensbaschien		Lias sup.	3373	Lias sup.	1375	Lias sup.		Lias sup.		Lias sup.		Lias sup.		Lias sup.					1876
		Lias moyen et inf.	3373	Lias moyen et inf.	1375	Lias moyen et inf.		Lias moyen et inf.		Lias moyen et inf.		Lias moyen et inf.		Lias moyen et inf.					γ
Sinémurien		Lias	3373	Lias	1375	Lias		Lias		Lias		Lias		Lias					1889
		Lias	3373	Lias	1375	Lias		Lias		Lias		Lias		Lias					β
Hettangien		Lias	3373	Lias	1375	Lias		Lias		Lias		Lias		Lias					1911
		Lias	3373	Lias	1375	Lias		Lias		Lias		Lias		Lias					α
Keuper		Lias	3373	Lias	1375	Lias		Lias		Lias		Lias		Lias					2010
		Lias	3373	Lias	1375	Lias		Lias		Lias		Lias		Lias					2019
Rhétien		Lias	3373	Lias	1375	Lias		Lias		Lias		Lias		Lias					ε
		Lias	3373	Lias	1375	Lias		Lias		Lias		Lias		Lias					δ
Rhétien		Lias	3373	Lias	1375	Lias		Lias		Lias		Lias		Lias					γ
		Lias	3373	Lias	1375	Lias		Lias		Lias		Lias		Lias					β
Rhétien		Lias	3373	Lias	1375	Lias		Lias		Lias		Lias		Lias					α
		Lias	3373	Lias	1375	Lias		Lias		Lias		Lias		Lias					2064
Rhétien		Lias	3373	Lias	1375	Lias		Lias		Lias		Lias		Lias					2080
		Lias	3373	Lias	1375	Lias		Lias		Lias		Lias		Lias					Rhétien

1.3 Méthodes analytiques

L'essentiel des méthodes d'analyse a été repris de celles élaborées à la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine (SAHORES 1962) et à la Compagnie Française des Pétroles (rapport Ferrero, inédit). Les minéraux majeurs: calcite, dolomite, quartz, etc... sont dosés par diffraction X sur poudre désorientée, à l'aide de standards externes et avec détermination approchée du coefficient d'absorption de masse (PERSOZ 1969). La reproductibilité varie selon les minéraux; elle est de $\pm 5\%$ relatif pour le quartz, de $\pm 8\%$ pour les carbonates. Des comparaisons avec la teneur en CO_2 obtenue par combustion puis mesure de la conductivité après passage dans une solution de $\text{Na}(\text{OH})$ (Carmhomat) ont montré que la précision des dosages des carbonates restait inférieure à 10% au niveau de la double estimée de l'écart type. Ce dosage est donc semi-quantitatif.

Les minéraux argileux et minéraux accessoires inférieurs à 16 et 2 μ ont été extraits, après décarbonatation à HCl env. 1N, par sédimentation, puis analysés par diffraction X à partir de préparations orientées. La reproductibilité au niveau des préparations est assurée par une standardisation poussée des différentes opérations.

La reconnaissance des minéraux argileux repose sur les méthodes classiques (LUCAS 1962, BROWN 1961, PERSOZ & REMANE 1976). Le dosage relatif des argiles est obtenu en sommant à 100% les intensités mesurées en hauteur de raie sur préparations traitées à l'éthylène glycol: smectite (17 Å), interstratifiés (11,5 Å) si aucune raie discrète n'est présente, dans le cas contraire entre 10 et 17 Å selon la position de la raie, illite-micas (17 Å), kaolinite-chlorite (7 Å). Le rapport kaolinite-chlorite s'établit sur la base du doublet vers 3,5 Å. L'indice d'aigu, IAEG, largeur à mi-hauteur de la raie (001) de l'illite, est mesuré sur préparations traitées à l'éthylène glycol.

Le dosage des minéraux accessoires du résidu insoluble (feldspaths, quartz, pyrite, etc...) sur préparations orientées est impossible. Il nous a cependant paru intéressant d'exprimer les intensités en mm de hauteur de raie (1 mm = 8 impulsions par seconde). C'est une échelle relative, grossière; la reproductibilité souffre d'une dispersion élevée des valeurs (de l'ordre de $\pm 25\%$ relatifs en ce qui concerne le quartz détritique du Lias d'Essertines par exemple). Seules les grandes tendances évolutives doivent donc être prises en considération.

Les teneurs brutes, sans traitement statistique, des minéraux essentiels sont représentées dans les figures 2 à 13. En regard d'une lithologie sommaire établie sur la base des travaux cités plus haut et de l'analyse diffractométrique, les teneurs sont figurées en pour-cent absolu, ou relatif ou encore en hauteur de raie des différents minéraux. Sont également figurées les corrélations lithostratigraphiques principales qui se rapportent au tableau 2, ainsi que les corrélations basées sur la distribution de la kaolinite, sur celle des illites-micas et celle de l'indice d'aigu de l'illite (tab. 2 et 3).

2. Reconnaissance des minéraux et principales tendances évolutives

Tous les minéraux détectés n'ont pas été inclus dans cet inventaire. C'est le cas de la barytine, célestine et attapulгите qui s'observent parfois dans les milieux purbeckiens, principalement à l'ouest et au nord-ouest de la première chaîne du Jura; de la goethite des franges d'oxydations infrasilicéolithiques (PASQUIER & PERSOZ 1977); de la lépidocrocite de certains affleurements du Callovien jurassien; des minéraux très occasionnels: sidérose, hématite, fluorine et de définition difficile en analyse de routine, telle que la glauconite.

2.1 Le quartz détritique et néoformé (fig. 2 et 3)

Le quartz dosé sur roche totale (fig. 2) comprend aussi bien le quartz détritique que les formes néoformées: quartzine et calcédoine. La seconde catégorie ne représente qu'un infime pourcentage du quartz détritique. Au sommet des forages, les teneurs en quartz sont douteuses en raison des retombées des déblais provenant de la molasse et du sidérolithique. C'est le cas à Faucigny, Chapéry, Courtion et Pfaffnau. Cette remarque est également valable pour les autres minéraux quoique les enrichissements ou appauvrissements soient plus difficilement mis en évidence.

Dans les faciès rhétiens le quartz est abondant à l'est de Courtion. Au Lias les teneurs moyennes en quartz décroissent assez régulièrement du NE au SW: BER: 40%, PFA: 34%, CT: 23%, ESS: 22%, HUM: 26%, CHA: 20%, FAU: 16%. La moyenne globale pour l'ensemble du Lias est proche de 25%.

Au Dogger les teneurs moyennes sont très élevées à Berlingen (28%) et à Faucigny (34%); ailleurs les teneurs oscillent entre 13 et 20%. La moyenne globale est de l'ordre de 19%.

Au Malm les teneurs moyennes sont directement liées à l'épaisseur des séries marneuses de l'Argovien. La moyenne globale est de l'ordre de 4%.

Au Crétacé, si on ne tient pas compte des faciès urgoniens dont on a vu ci-dessus que les teneurs étaient aberrantes, des enrichissements en quartz sont surtout sensibles dans le domaine méridional.

A l'échelle des grandes subdivisions: Lias, Dogger, Malm, PERSOZ et al. (1979) ont montré que si le taux de sédimentation de la somme des détritiques (quartz + argile) reste quasi constant du Lias au Malm (6 à 10 mm / 1000 ans) le rapport quartz/argile, par contre, diminue quasi linéairement avec le temps (Lias: 0,94, Dogger: 0,67, Malm: 0,36).

La figure 3 montre la distribution du quartz fin inférieur à $2\ \mu$, ou plus précisément celle des hauteurs de la raie (100) à $4,26\ \text{\AA}$ mesurées sur préparations orientées du résidu insoluble. L'interprétation de ce paramètre est délicate en ce sens qu'il intègre 2 variables: d'une part la concentration du quartz détritique dont on a vu plus haut qu'elle était une fonction de la teneur en quartz mais aussi de l'effet de matrice et des conditions expérimentales; d'autre part la présence ou l'absence de néoformations telles que quartzine, quartz prismatique, calcédoine. En effet, de par leur habitus allongés, ces néoformations créent des anomalies d'intensité avec, dans le cas de la quartzine, renforcement de la raie (100). Le rapport des intensités des raies (100)/(101) à $3,34\ \text{\AA}$ qui est de 0,3 pour du quartz totalement désorienté peut donc être un critère, lorsqu'il dévie fortement de cette valeur, de la présence de néoformations. L'absence d'anomalie ne signifie cependant pas que des néoformations n'existent pas; elles ne sont simplement pas mises en évidence en raison soit de leur faible proportion en regard du quartz détritique, soit d'un habitus particulier.

Sur la figure 3 nous avons indiqué les échantillons dont l'anomalie $I(100)/I(101)$ est suffisamment importante pour prévoir l'existence de néoformations. On constatera que celles-ci correspondent généralement, mais pas exclusivement, aux intensités maximales.

Au Lias le quartz fin est peu abondant; des néoformations, si elles existent, ne sont pas suffisamment importantes pour être mises en évidence par notre méthode. Au Dogger seules les séries du domaine central, ainsi que celle de Pfaffnau, présentent des néoformations. Au Malm les faciès marneux sont quasi dépourvus de quartz fin, alors qu'on observe le contraire dans les faciès calcaires où les néoformations sont fréquentes, principalement dans le Malm terminal. Dans le Jura neuchâtelois, elles sont associées à la présence de feldspath potassique authigène (PERSOZ & REMANE 1976). Au Crétacé, l'Hauterivien (exception Faucigny) est relativement riche en quartz fin.

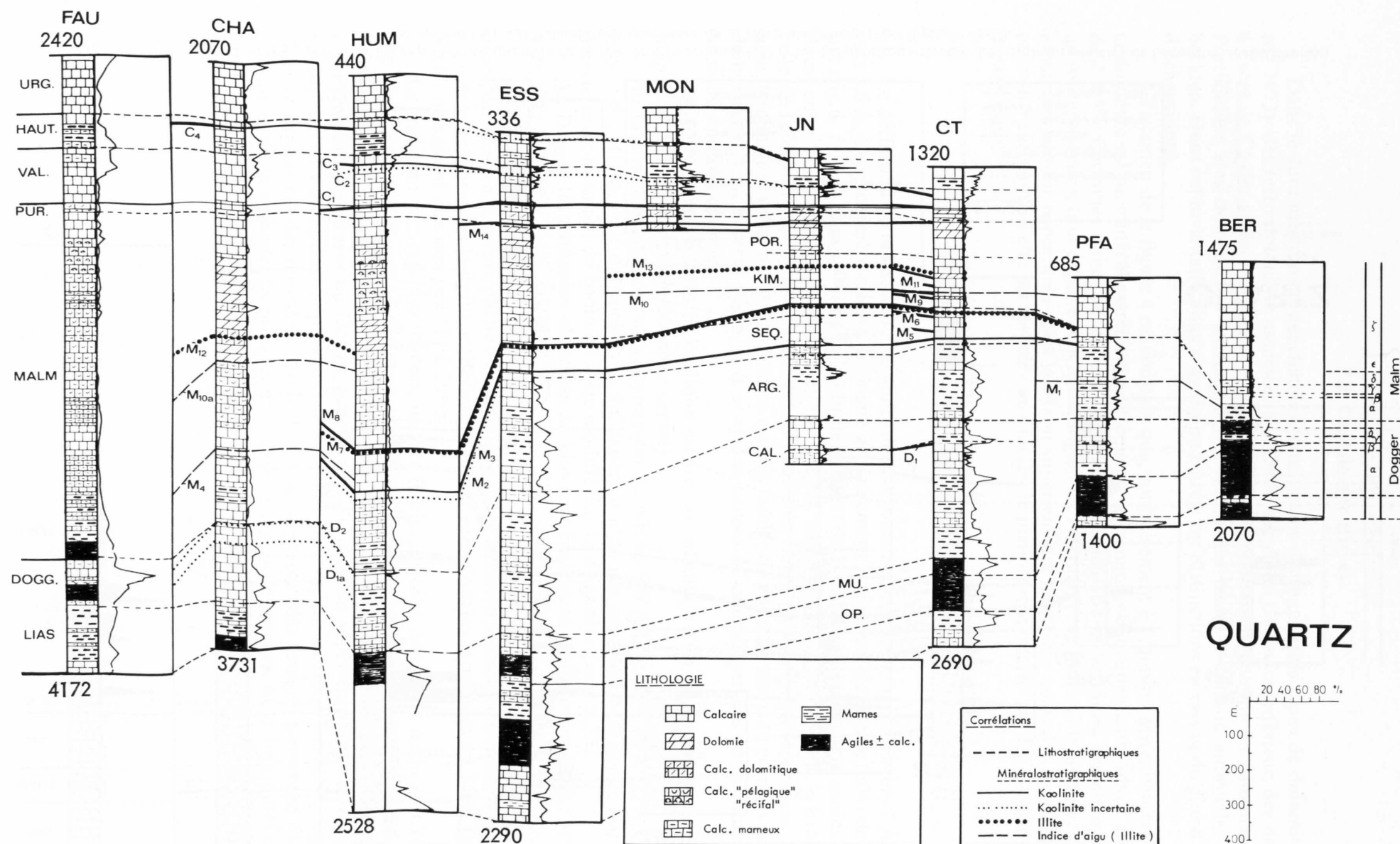


Fig. 2: Distribution des teneurs en quartz (ligne brisée en regard des colonnes lithologiques). L'échelle des teneurs, en pour-cent de la roche totale, se lit en bas à droite de la figure; les lignes de corrélations établies sur la base des variations de teneurs des phyllites (voir fig. 5, 8 et 9) sont affectées d'une lettre et d'un numéro d'ordre (M_4 , C_2 etc.) Les cotes des corrélations litho- et minéralostratigraphiques sont données dans les tableaux 2 et 3. La densité de l'échantillonnage est représentée dans la figure 9. L'échelle verticale du forage de Berlingen est agrandie de 20% par rapport à celle indiquée.

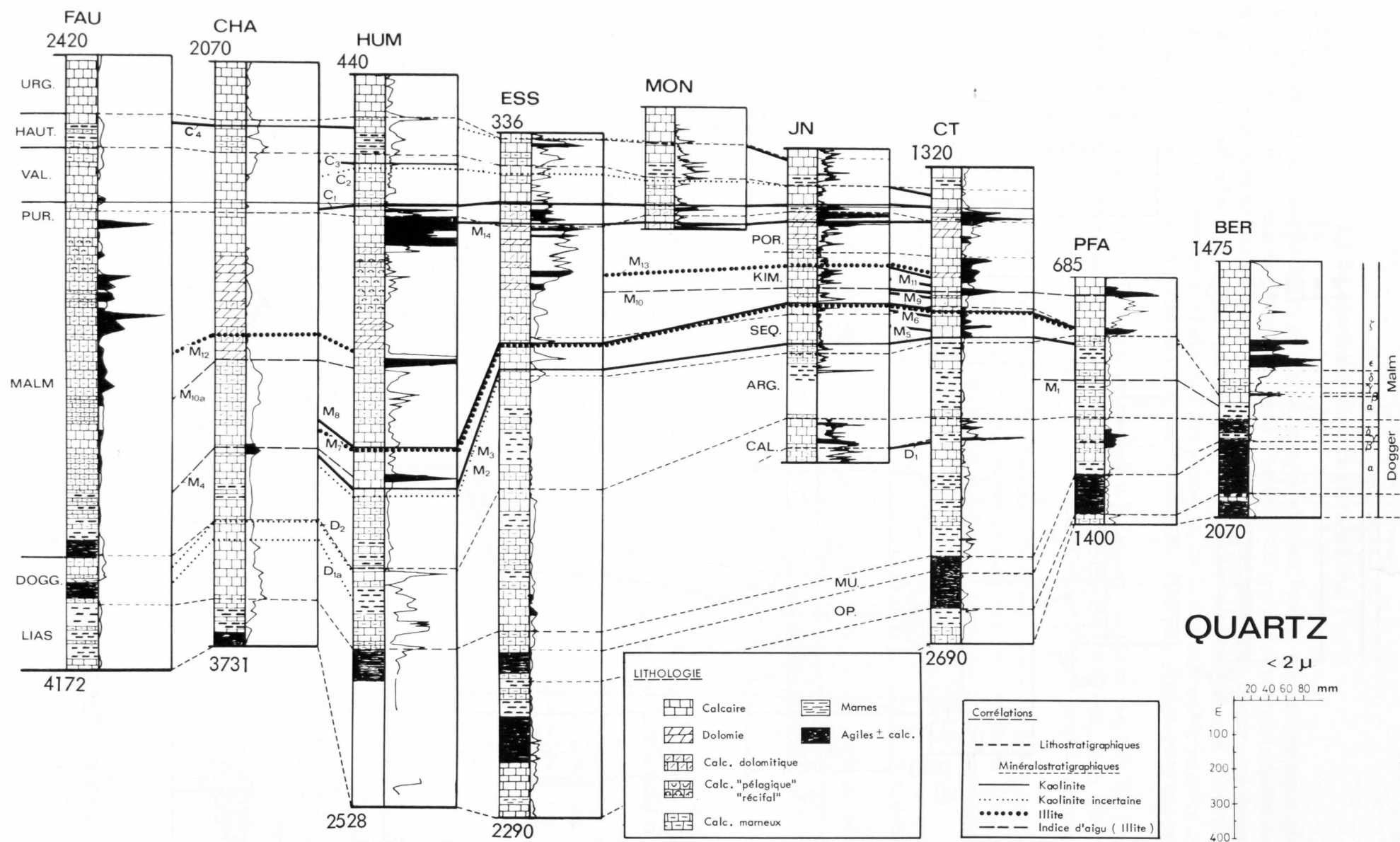


Fig. 3: Distribution du quartz inférieur à $2\ \mu$ exprimée en intensité de la raie de diffraction à $4,26\ \text{\AA}$ sur préparation orientée. Les portions noircies de la courbe de distribution correspondent aux échantillons contenant de la silice néoformée (voir légende fig. 2).

2.2 La dolomite (fig. 4)

Dans le Jura méridional neuchâtelois nous avons distingué trois types de dolomites (PER-SOZ 1973): des ferro-dolomites associées à la Dalle nacrée du Callovien inférieur, des dolomites à excès de Ca des séries marneuses et des calcaires de plate-forme interne du Kimméridgien et Portlandien, des dolomites à stoechiométrie idéale des faciès à salinité anormale du Purbeckien. Dans cet inventaire nous n'avons pu établir ces distinctions en raison du grand nombre d'échantillons.

A l'examen de la figure 4 on constate que, contrairement à l'opinion généralement admise, la dolomite est un minéral extrêmement fréquent; les teneurs sont cependant faibles, de l'ordre de 2 à 5%. Certaines unités cependant, comme l'Opalinus-Ton et les faciès urgoniens, en sont quasi dépourvues, tout comme le Kimméridgien de Pfaffnau et le Malm ζ de Berlingen. La dolomite est surtout concentrée dans le Malm supérieur des domaines central et méridional (exception Faucigny) où elle est associée aux faciès de plate-forme interne ou des environnements pararécifaux.

2.3 La kaolinite (fig. 5)

La définition de la kaolinite s'établit sur la reconnaissance des raies (001) vers 7 Å et (002) vers 3,5 Å. Cette dernière raie se distingue généralement facilement de la raie (004) de la chlorite (fig. 6, *f*). Les raies (001) de la kaolinite et (002) de la chlorite sont plus ou moins confondues; on ne peut donc pas, dans la majorité des cas, mesurer ni la cristallinité de la kaolinite, ni celle de la chlorite. Cependant dans les niveaux très riches en kaolinite (Séquanien, Valanginien, Urgonien) l'influence de la chlorite est très faible; on constate alors de grandes variations de la largeur à mi-hauteur (fig. 6, *a*, *d*, et *e*). Les causes de cette dispersion de la «cristallinité» ne nous sont pas connues.

Dans les faciès rhétiens la kaolinite est très abondante à l'est de Courtion alors qu'elle n'apparaît quasi pas dans le domaine central.

Au Lias les teneurs moyennes décroissent du NE au SW (BER: 28%, PFA: 22%, CT: 21%, ESS: 18%, HUM: 7%). A Faucigny et à Chapéry il n'est pas complètement connu dans quelle mesure le stock initial de kaolinite a été modifié par la diagenèse (voir p. 33).

Au Dogger les tendances observées au Lias sont également représentées (BER: 31%, PFA: 41%, CT: 15%, ESS: 14%, HUM: 3%).

Au Malm, bien que la distribution soit beaucoup plus erratique que dans les cas précédents, on observe le même phénomène quoique d'une manière moins prononcée. Il est intéressant de noter qu'entre Humilly et Berlingen les teneurs globales moyennes au Lias, Dogger et Malm ne varient que très peu (19 à 20%).

La variation verticale des teneurs, de très faibles au Lias, augmente jusqu'au Crétacé où elle atteint son maximum. Au Malm et surtout au Crétacé ces variations sont telles qu'elles expriment ensemble des niveaux qui peuvent être suivis à travers tout le domaine étudié. Les principaux niveaux se situent au Dogger supérieur, à l'Oxfordien supérieur (Séquanien), au Kimméridgien, au Portlandien supérieur, au Valanginien inférieur et dans les faciès urgoniens. Dans ce dernier cas des retombées de déblais dans la plupart des forages, provenant du sidérolithique et de la molasse, ne peuvent expliquer ni les fortes teneurs, ni la forme des distributions. La molasse sus-jacente ne contient quasi pas de kaolinite (KÜBLER 1972, MONNIER 1979) et les dépôts sidérolithiques sont de trop faible importance.

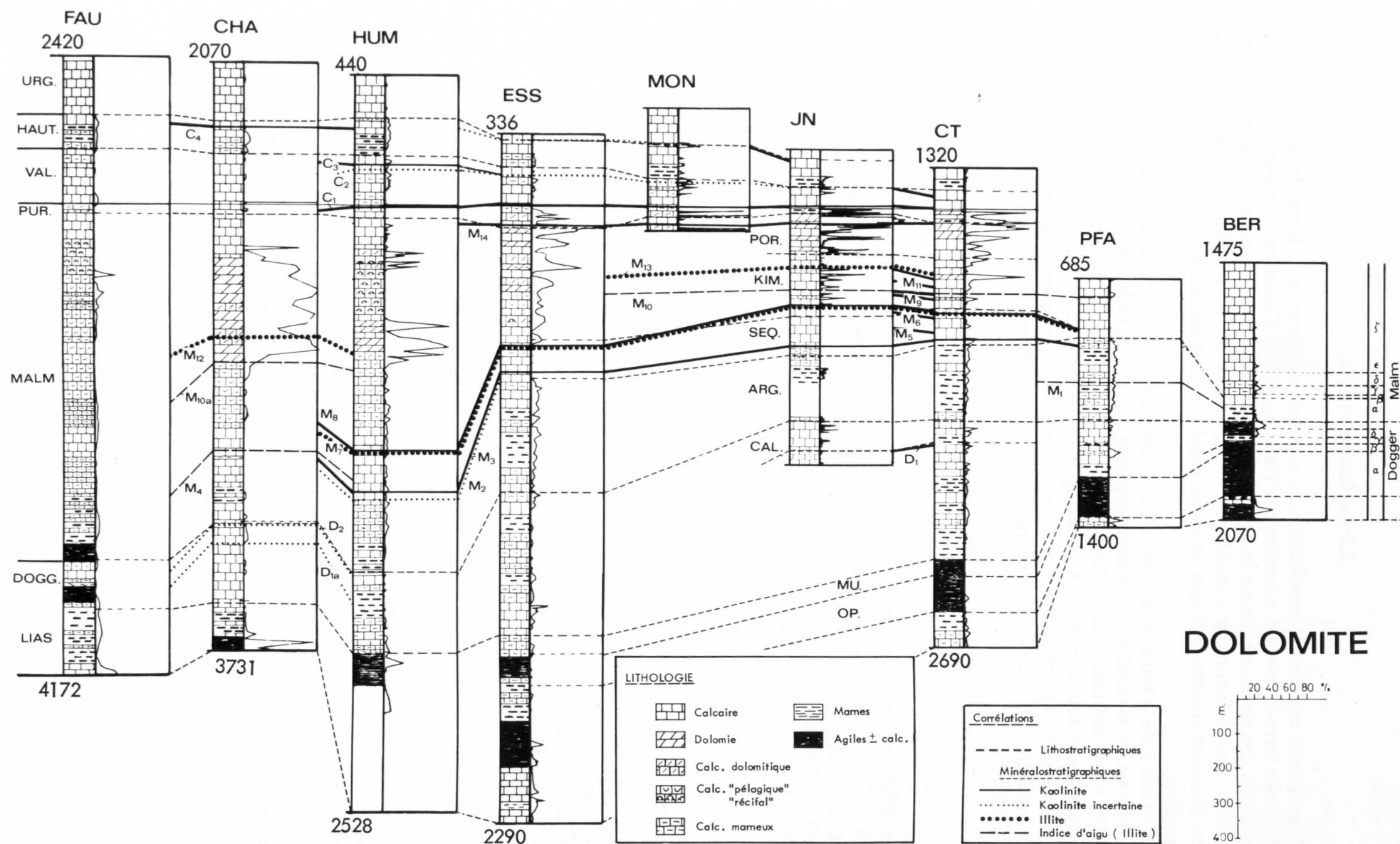


Fig.4: Distribution de la dolomite en pour-cent de la roche totale (voir légende fig.2).

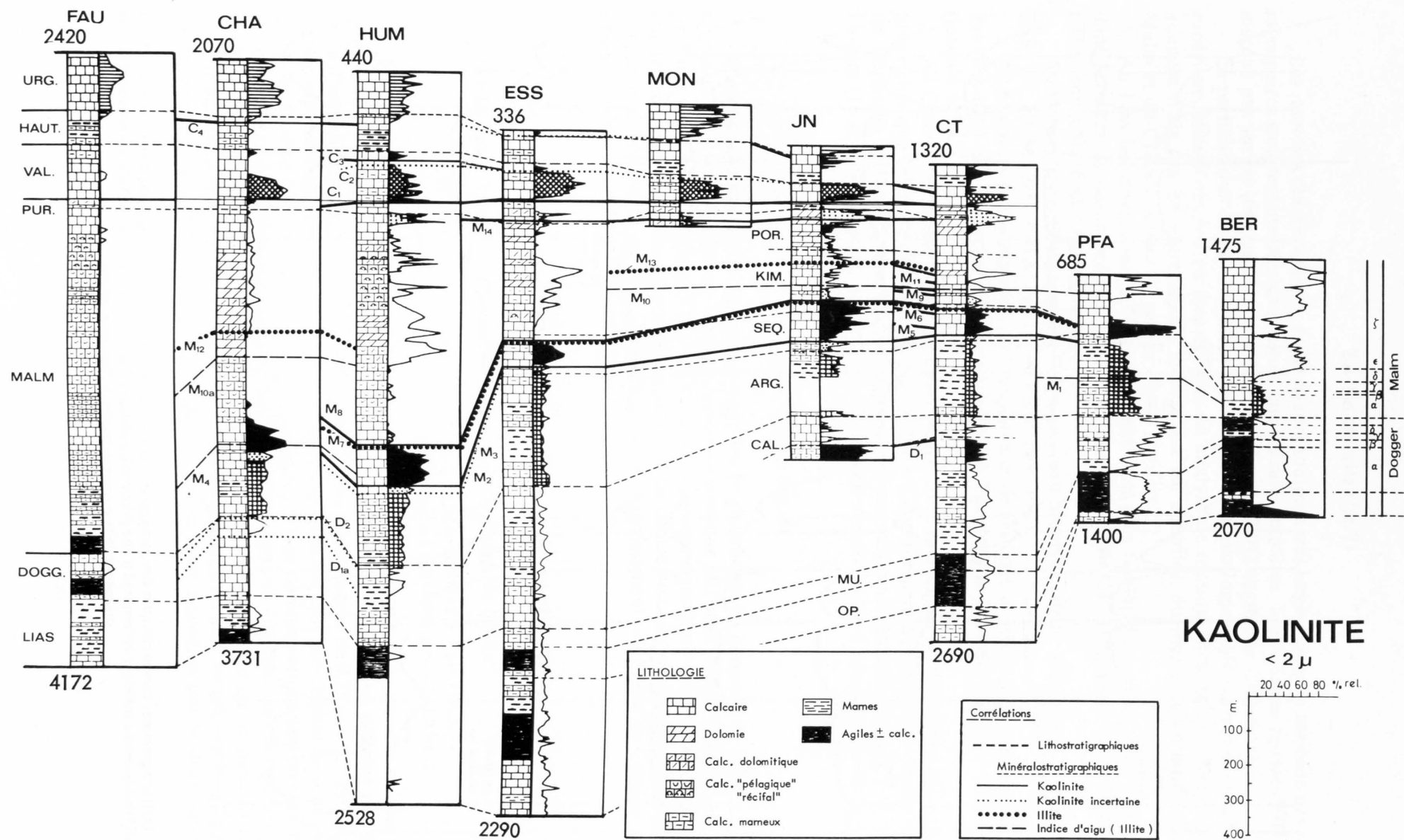


Fig. 5: Distribution des teneurs relatives en kaolinite en pour-cent de la somme totale des phyllites. Les différents figurés entre les courbes de distribution expriment les corrélations entre forages (voir légende fig. 2).

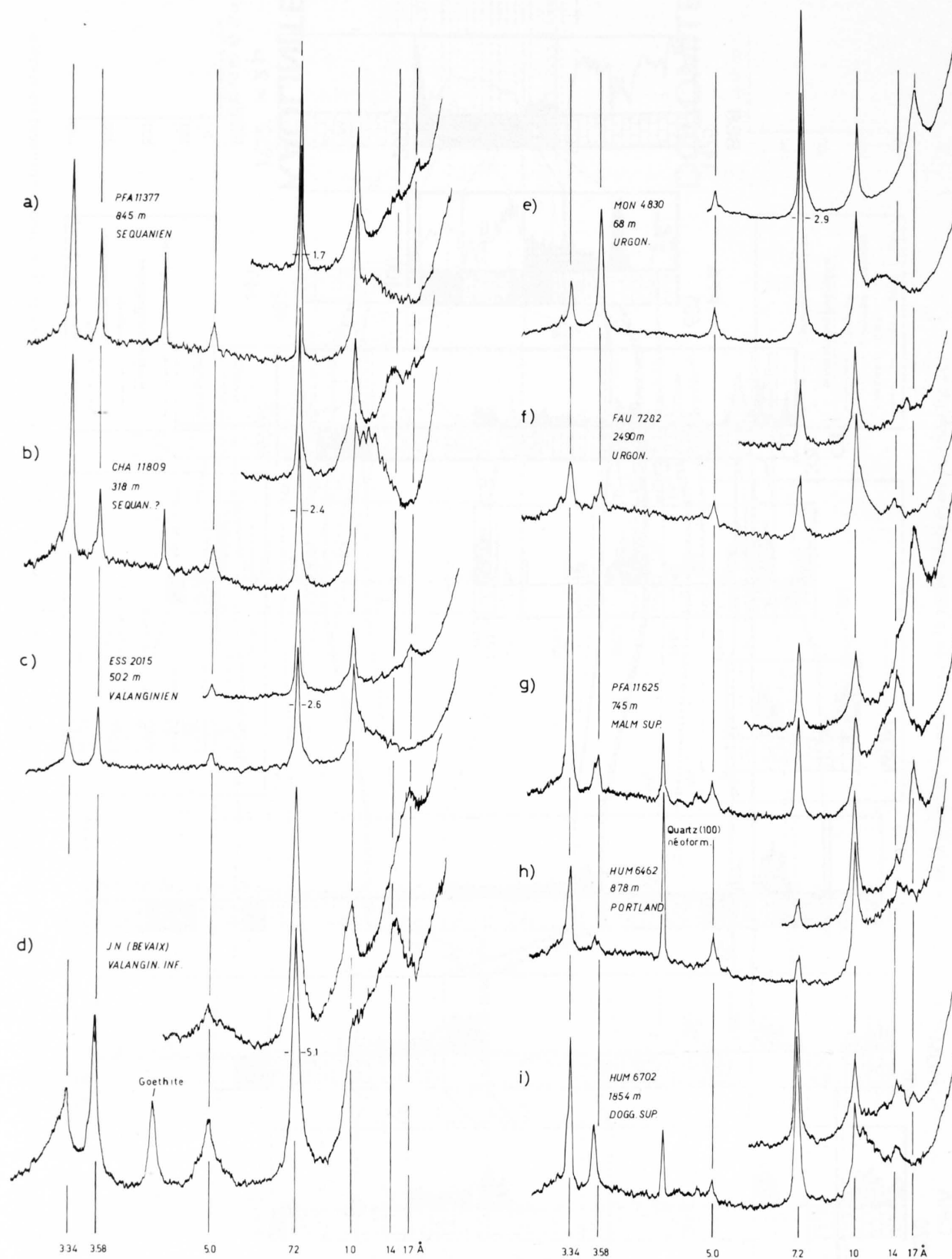


Fig. 6: Diffractogrammes caractéristiques des paragenèses argileuses. Les lettres *a*, *b*, *c*... se rapportent au texte. Dans chaque cas le diffractogramme inférieur correspond à une préparation séchée à l'air alors que le demi-diffractogramme supérieur représente une préparation traitée à l'éthylène glycol.

2.4 La chlorite (fig. 7)

Les raies des chlorites (fig. 6, *f*, *g* et *h*) sont toujours très larges. Dans la majorité des cas les raies paires sont nettement plus intenses que les raies impaires. Très souvent la raie (003) ne se marque pas sur les diagrammes. Au chauffage la raie (001) augmente d'intensité.

La participation de septeclorites (chamosite) n'est pas impossible surtout dans le Dogger supérieur; elles n'ont pas pu être définies en analyse de routine. Bien qu'une définition plus nuancée n'ait pas été entreprise, il semble que les chlorites, du moins celles du Dogger, du Malm et du Crétacé, soient de nature plutôt ferrifère.

Au Lias les teneurs moyennes en chlorite sont plus faibles dans le domaine central que dans les deux domaines adjacents (BER: 22%, PFA: 18%, CT: 16%, ESS: 15%, HUM: 30%, CHA: env. 25%, FAU: env. 28%).

Au Dogger cette même tendance est à nouveau observée (BER: 17%, PFA: 12%, CT: 15%, ESS: 9%, HUM: 28%, CHA: env. 20%, FAU: env. 30%).

Au Malm les faciès marneux de l'Argovien et de ses équivalents contiennent plus de chlorite (8 à 16%) que les faciès calcaires (4 à 8%). A Faucigny la base du Malm en est très riche (jusqu'à 45%).

Au Crétacé les séries du domaine méridional, avec une teneur de 15 à 20%, sont nettement plus riches que celles du domaine central (5–10%). Contrairement à la kaolinite, on observe entre Berlingen et Humilly une diminution des teneurs moyennes globales depuis le Lias et le Dogger (16 et 15%) jusqu'au Malm (6%), le Crétacé s'enrichissant à nouveau en chlorite.

2.5 L'illite (fig. 8)

C'est un mélange d'illite, de micas et parfois de glauconite. La présence de micas est caractérisée par des cristallinités de la zone épimétamorphique (KÜBLER 1964). Contrairement aux phyllites précédentes il n'existe pas de tendance vraiment significative entre les différents domaines en ce qui concerne les teneurs moyennes. Par contre on constate une évolution générale vers un enrichissement, du Lias au Malm, et un appauvrissement, du Malm au Crétacé. Les teneurs moyennes oscillent entre 40 et 55%.

2.6 Les indices d'aigu de l'illite (IAN–IAEG) (fig. 9)

Sur la figure 9 nous avons représenté les indices d'aigu de l'illite:

- a) Mesurés sur préparations normales, séchées à l'air (IAN).
- b) Mesurés sur préparations traitées à l'éthylène glycol (IAEG).

L'indice IAN étant plus grand que l'indice IAEG, l'épaisseur de la tranche noircie représente leur différence. Les limites inférieures et supérieures de l'anchizone définies par des indices d'aigu de 2,5 et 4,2 mm, soit des largeurs de pics à mi-hauteur de $0,25$ et $0,42^\circ 2\theta$, sont également représentées. Rappelons que dans l'échelle de KÜBLER (1967) ces limites ne sont valables que pour l'indice IAN. Kübler a montré que l'indice d'aigu ne représentait une mesure valable qu'au delà d'une certaine intensité de la raie de l'illite (environ 200 cps). Sur la figure 9, en regard de chaque échantillon, nous avons indiqué le degré de confiance qu'on peut attribuer à chaque mesure. Dans le Portlandien et le Crétacé de la coupe du Jura neuchâtelois et du forage de Montricher, le grand nombre d'échantillons nous a forcé à schématiser la distribution des valeurs.

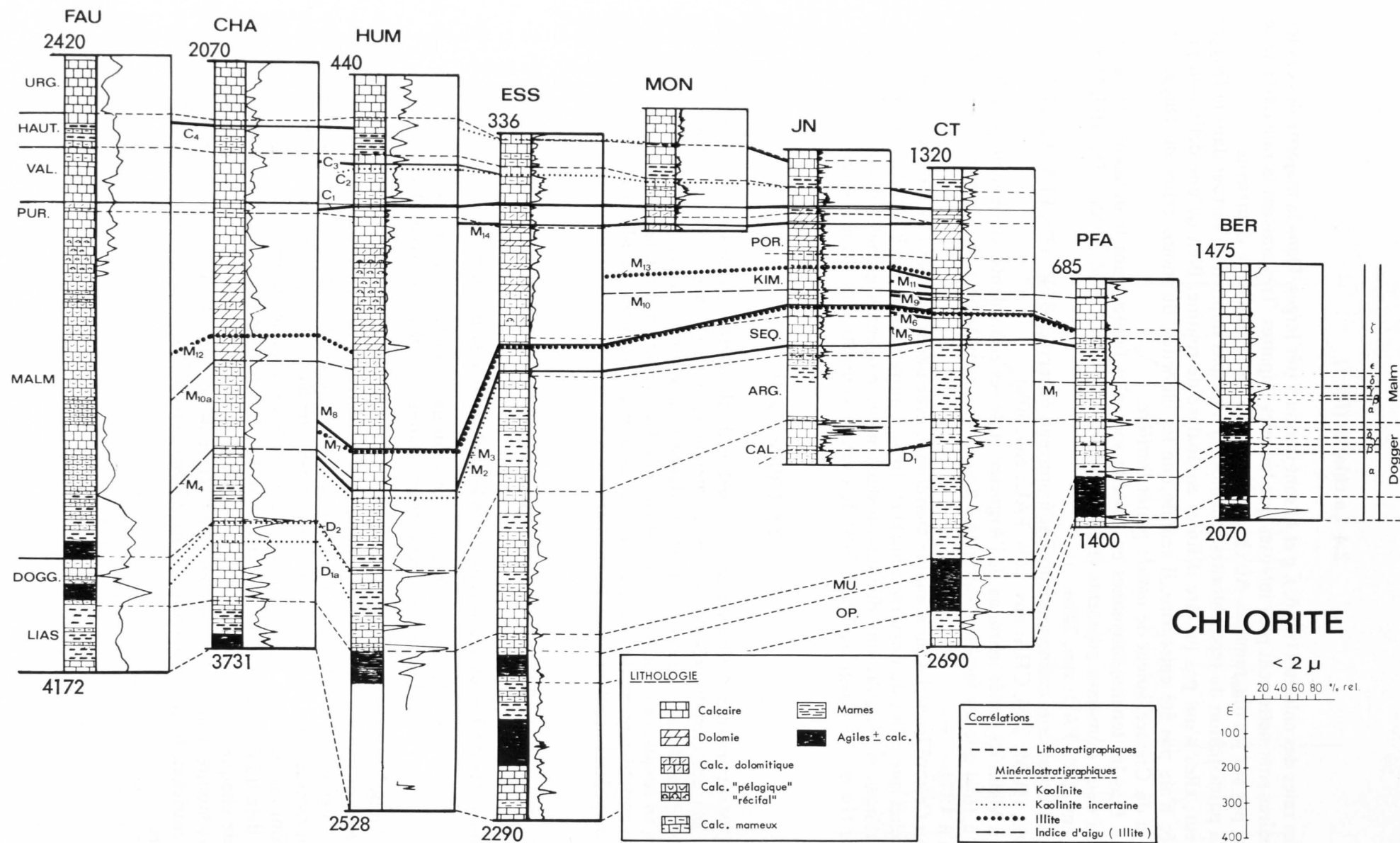


Fig.7: Distribution des teneurs relatives en chlorites (voir légende fig.2).

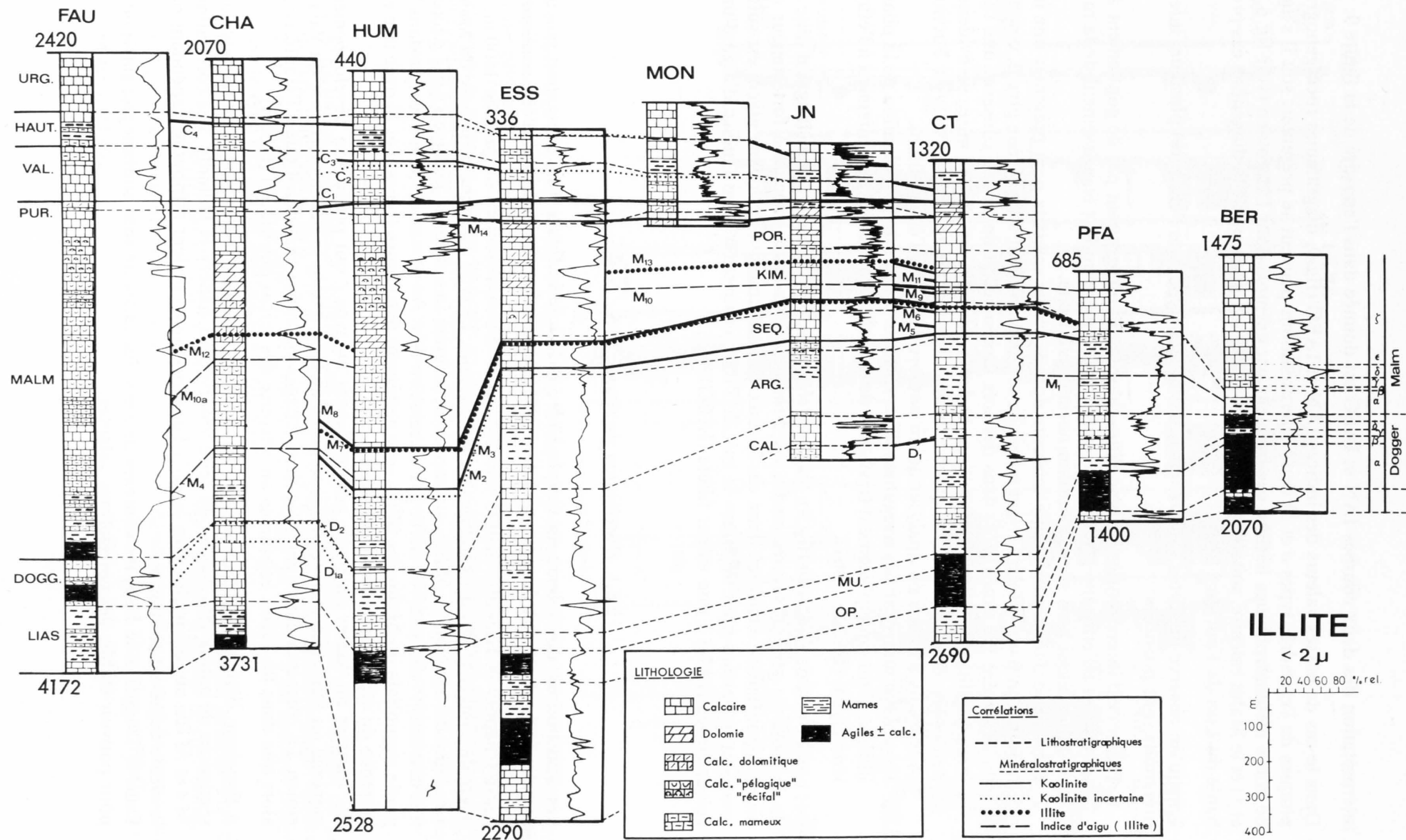


Fig. 8: Distribution des teneurs relatives en illite-micas (voir légende fig. 2).

L'interprétation des deux courbes IAN et IAEG est donnée dans l'encadré de la figure 9 :

- Dans le cas de basses valeurs des indices IAN et IAEG (fig. 9, diagrammes roentgenographiques de l'encadré : types *a* et *b*) deux interprétations peuvent se présenter : soit il s'agit de micas métamorphiques hérités, cas fréquent par exemple dans l'Urgonien (voir fig. 6, *e* et *f*) et le Malm calcaire, soit l'illite appartient à la zone inférieure de la diagenèse, cas probable du Lias de Faucigny.
- Lorsqu'on observe de fortes valeurs des deux indices (type *e* de l'encadré) plusieurs interprétations sont possibles :
 1. Présence d'interstratifiés de type illite–chlorite qui n'encourent pas de gonflement au traitement à l'éthylène glycol et de ce fait provoquent un fort élargissement de la raie de l'illite aussi bien sur échantillon normal que traité.
 2. Présence d'interstratifiés illite–smectite dont le terme smectite peut présenter une interfoliation hydroxy-Al(Fe) qui empêche son déplacement à l'éthylène glycol, comme l'a démontré POCHON (1978) dans des sols jurassiens, et de ce fait conserve une raie large à l'illite. De telles interfoliations hydroxy-Al(Fe) n'ont pas été mises en évidence dans cette étude. Il est vrai qu'en raison d'une technique laborieuse (voir POCHON 1978) nous n'avons pu analyser qu'un nombre restreint d'échantillons.
 3. Présence d'interstratifiés irréguliers illite–smectite avec forte participation de la phase illitique d'où un déplacement très faible des couches gonflantes au traitement à l'éthylène glycol (BROWN 1961).
- Les types *c* et *d* de l'encadré (fig. 9), les plus fréquents, représentent des mélanges d'illite et de smectite en général saturés en Ca ou d'interstratifiés illite–smectite à forte teneur en couches gonflantes. Dans les deux cas le taux de gonflement à l'éthylène glycol est suffisamment important pour «épurer» la raie de l'illite et ramener ainsi l'indice d'aigu d'une valeur élevée (IAN) à une valeur faible (IAEG).

2.6.1 Distribution du couple IAN/IAEG

Les distributions des valeurs du couple IAN/IAEG de la figure 9 ne présentent pas un schéma très cohérent. Il s'en dégage cependant quelques résultats qui méritent d'être soulignés.

- Entre Chapéry et Humilly, malgré une différence d'enfouissement de près de 1500 m, le degré de similitude des distributions est très marqué. Le type *c* domine de la base du Malm à la ligne de corrélation *M10a*; au sein de cette unité la valeur de l'indice IAEG décroît très nettement : elle a servi à définir la corrélation *M4*. Au-dessus de *M10a* jusque dans la partie sommitale du Malm, les illites sont nettement détritiques (types *a* et *b*) avec une récurrence du type *c* au milieu de la série.
Au sommet du Malm on passe graduellement au type *c* qui prend son développement maximal au Valanginien avec une récurrence du type *a* dans la partie inférieure du Valanginien. La correspondance entre les deux forages est moins caractéristique à l'Hauterivien alors que dans les faciès urgoniens on retrouve des micas détritiques (type *a*).
- A Faucigny, bien que le type *c* ne soit plus présent, remplacé par le type *d*, on retrouve des séquences de nature très proche de celle observée à Chapéry et Humilly. Les corrélations *M4* et *M10a* ont été prolongées jusqu'à Faucigny; nous ne leur attribuons cependant pas le même degré de confiance.
Dans le Dogger et le Lias, les hauteurs de raies des illites ne sont souvent pas suffisantes pour pouvoir établir des corrélations valables.

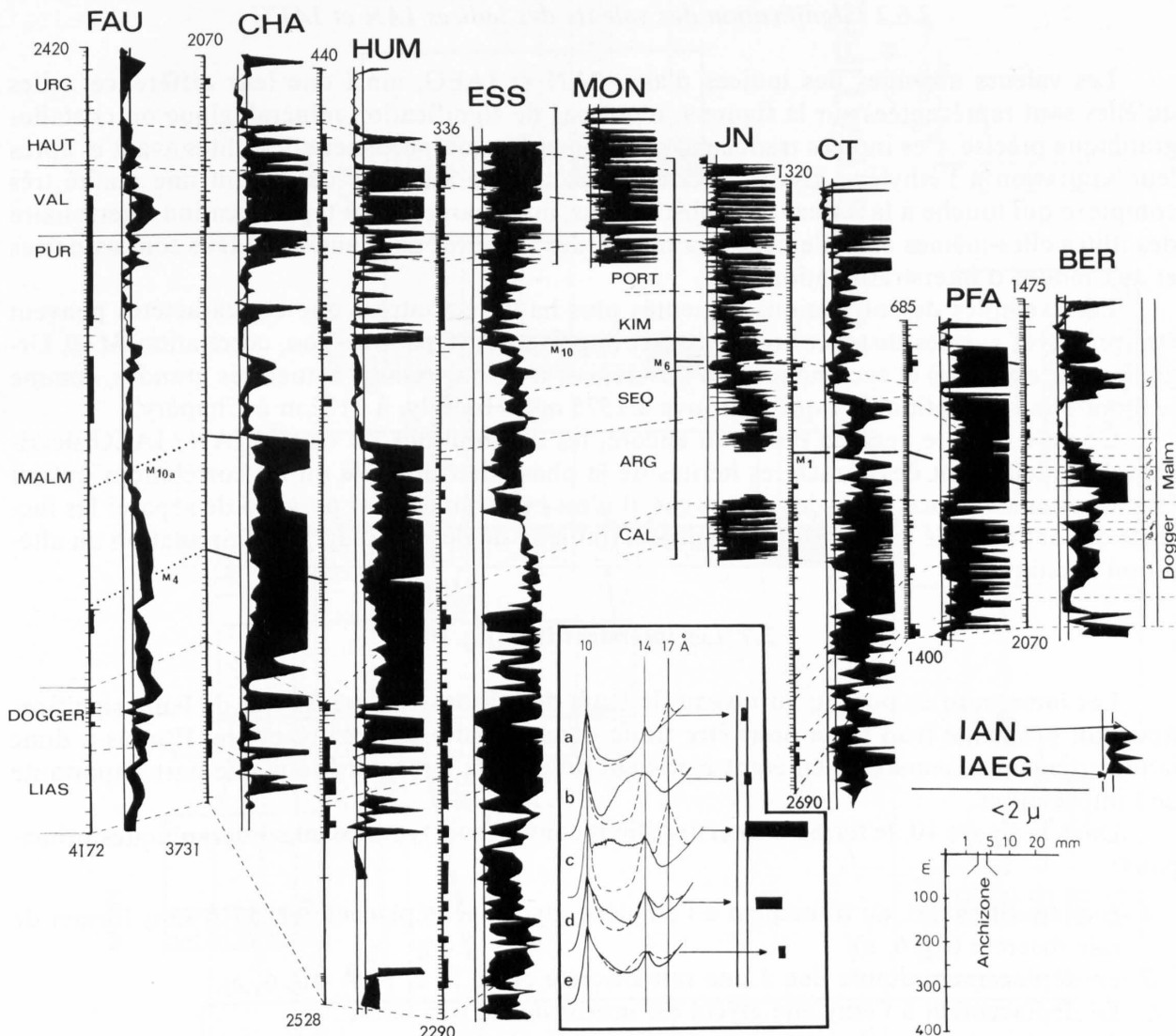


Fig. 9: Distribution des valeurs de l'indice d'aigu de l'illite sur préparation séchée à l'air (indice IAN = courbe extérieure de la surface noircie) et traitée à l'éthylène glycol (indice IAEG = courbe intérieure de la surface noircie). L'encadré montre quelques diffractogrammes caractéristiques du comportement de l'illite et des phyllites gonflantes en relation avec la position et l'épaisseur des surfaces noircies, lesquelles expriment la différence entre les indices IAN et IAEG.

Sur la gauche de la ligne de référence des forages, les traits horizontaux indiquent la position des échantillons; le forage de Montricher et la coupe synthétique du Jura neuchâtelois présentent une densité d'échantillonnage trop élevée pour être figurée. Sur la droite de cette même ligne de référence, un trait horizontal long indique que la mesure des indices d'aigu est considérée comme mauvaise, un trait court comme moyenne et l'absence de trait représente une mesure valable.

- A Berlingen, le Dogger α présente une séquence caractéristique; de bas en haut on passe du type *b* au type *d*, puis à nouveau au type *b*. Cette évolution se retrouve dans l'Opalinus-Ton – équivalent du Dogger α – à Courtion, à Pfaffnau où le type *d* est souvent remplacé par le type *c* et moins nettement à Essertines.
- Entre Courtion, Pfaffnau et Berlingen, les distributions sont également comparables dans les séries argoviennes et celles du Malm α où il a été possible d'établir la corrélation *M1*.
- Il en est de même au passage Séquanien–Kimméridgien entre Courtion et le Jura neuchâtelois (corrélation *M6*) et entre Essertines, le Jura neuchâtelois, Courtion et Pfaffnau (corrélation *M10*).

2.6.2 Signification des valeurs des indices IAN et IAEG

Les valeurs absolues des indices d'aigu IAN et IAEG, ainsi que leur différence, telles qu'elles sont représentées sur la figure 9, n'ont pas de signification minéralogique ou cristallographique précise. Ces indices traduisent uniquement le comportement des illites avant et après leur saturation à l'éthylène glycol. Ce double paramètre recouvre cependant une réalité très complexe qui touche à la nature des substitutions, aux charges et au type de cation interfoliaire des illites elles-mêmes et également à la nature des phyllites gonflantes qui leur sont associées et aux modes d'interstratification.

Les exemples de corrélations présentés plus haut démontrent que ces caractères peuvent être préservés sur des distances relativement importantes (Opalinus-Ton, corrélation *M10*, Urgonien par exemple) et ceci malgré des différences d'enfouissement actuel très grandes, comme le montre la corrélation *M4* qui se trouve à 1575 m à Humilly, à 3172 m à Chapéry.

Comme nous le verrons plus loin encore, les distributions du couple IAN/IAEG décrivent essentiellement des caractères hérités de la phase détritique, là où les corrélations ont pu être mises en évidence. Dans les autres cas, il n'est évidemment pas possible de séparer les facteurs qui ont modifié les caractères originaux (milieux de dépôts, diagenèse, circulation ou altération karstique?).

2.7 Les interstratifiés (fig. 10)

Les interstratifiés posent, au niveau de leurs définitions comme à celui de leurs significations, un problème trop vaste pour être traité dans le cadre de cet inventaire. Il nous a donc fallu fortement schématiser, en étant conscient qu'en cela nous perdrons une part importante de l'information.

Dans la figure 10, le terme d'interstratifié recouvre trois types roentgenographiques principaux :

- A. Interstratifiés qui, au traitement à l'éthylène glycol, se déplacent vers 17 Å sans former de raie discrète (fig. 6, *a*).
- B. Le déplacement donne lieu à une raie discrète entre 13 et 17 Å (fig. 6, *b*).
- C. Le déplacement à l'éthylène glycol est inexistant ou très faible.

Au chauffage les raies se déplacent vers 10 Å où elles participent à la raie de l'illite; dans le cas C le déplacement n'est pas toujours total.

Selon MACEVAN et al. (1961, in BROWN 1961), KÜBLER (1961), LUCAS (1962), le type A doit être interprété comme interstratifié irrégulier illite-smectite; c'est le type, de loin, le plus fréquemment rencontré dans cette étude. Le type B est considéré comme un interstratifié à taux d'interstratification plus restreint et avec une tendance à la régularité. On le rencontre quelquefois dans le domaine méridional à Chapéry et Faucigny. Le type C est très rare dans son comportement typique (aucun déplacement) mais il n'est pas impossible qu'il participe aux deux autres cas ci-dessus.

Les teneurs en interstratifiés sont faibles (Lias: 12%, Dogger: 7%, Malm: 8%); ils sont très rares dans les séries crétacées. Alors qu'au Lias et au Dogger leur fréquence ne semble pas essentiellement dépendre de la lithologie, au Malm les teneurs sont plus élevées dans les faciès marneux et marno-calcaires (entre 8 et 23%, en moyenne 16%) que dans les calcaires. Au Crétacé, les faciès urgoniens – à l'exception du forage de Faucigny – ne présentent pas d'interstratifié. Il en est de même à l'Hauterivien, avec comme exception l'Hauterivien calcaire du Jura neuchâtelois. Dans le Valanginien ils apparaissent sporadiquement mais en teneurs extrêmement faibles.

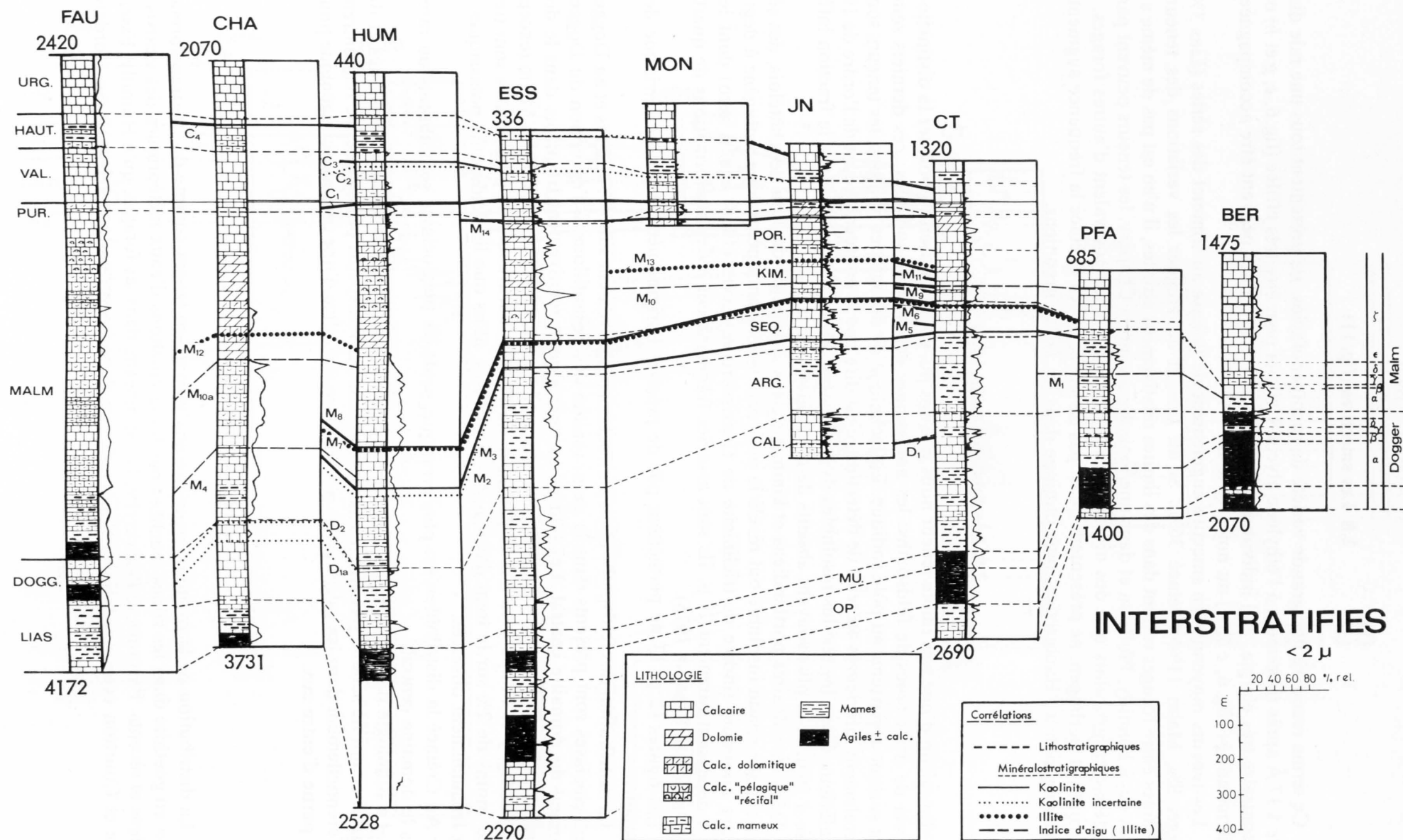


Fig. 10: Distribution des teneurs relatives en interstratifiés illite-smectite (voir légende fig. 2).

2.8 Les smectites (fig. 11)

Ce terme recouvre une grande variété de roentgenofaciès. Ils présentent tous une raie discrète à 17 Å après traitement à l'éthylène glycol. Celle-ci peut être très effilée (fig. 6, *e*, *g* et *h*) ou au contraire très élargie, mal individualisée (fig. 6, *a*, *c* et *d*). Elles peuvent être accompagnées d'interstratifiés (fig. 6, *c* et *d*) ou non (fig. 6, *a*).

Les teneurs moyennes en smectite augmentent de la base au sommet des séries (Lias 3%, Dogger 9%, Malm 11%, Crétacé 36%). Si au Lias et au Dogger les variations des teneurs moyennes entre forages restent dans des limites relativement étroites, il n'en est pas de même au Malm où, à Humilly, Pfaffnau et dans une moindre mesure à Chapéry, les teneurs peuvent parfois dépasser 80% alors que des niveaux stratigraphiques d'âge équivalent d'autres forages, à Essertines et Berlingen, ne présentent quasi pas de smectite. Au Crétacé la fréquence augmente du Valanginien à l'Hauterivien, puis diminue dans les faciès urgoniens.

2.9 Les feldspaths (fig. 12 et 13).

En raison d'une très faible teneur nous n'avons pu, en diffraction *X*, pousser la distinction au-delà de deux types de feldspaths: les potassiques et les calco-sodiques; ces derniers semblent surtout appartenir au pôle sodique. En technique de dosage des poudres, les teneurs sont généralement inférieures au seuil de détection, c'est dire que le pourcentage est de l'ordre de 1% ou inférieur. Dans les résidus insolubles ils sont essentiellement présents dans la fraction inférieure à 16 µ, et le plus souvent absents de celle inférieure à 2 µ.

Dans les calcaires portlandiens et kimméridgiens supérieurs du Jura neuchâtelois, des séparations sur résidu insoluble ont révélé la présence de feldspath potassique authigène à degré d'ordre minimum (indice de triclinicité de GOLDSMITH & LAVES (1954) égal à zéro) dont les tailles dépassent rarement 20 µ. Ils sont associés fréquemment à des néoformations de quartz (voir PERSOZ & REMANE 1976).

Les figures 12 et 13 ne permettent pas de préciser l'origine néoformée ou détritique des feldspaths.

La distribution des feldspaths obéit à un schéma relativement simple: au Lias et au Dogger les plagioclases sont présents dans la quasi-totalité des échantillons, à l'exception du Dogger sommital du domaine central. Les feldspaths potassiques, relativement fréquents dans le domaine oriental et à Courtion, disparaissent progressivement vers le sud-ouest. Au Malm (exception: Faucigny et Chapéry au SW et Berlingen au NE) les occurrences de plagioclases sont très rares, moins de 2% sur le total d'échantillons analysés, alors que les feldspaths potassiques y sont fréquemment observés.

Au Crétacé la distribution est plus erratique, seuls les plagioclases sont absents ou rares dans le domaine central.

La lithologie n'influence pas la distribution des feldspaths dans les séries liasiques et du Dogger, ce qui ne semble pas être le cas au Malm où les feldspaths potassiques se rencontrent préférentiellement dans les calcaires; ce pourrait être un indice d'une origine authigénique pour une partie d'entre eux.

2.10 La pyrite (fig. 14)

La distribution de la pyrite ne peut être analysée qu'en tenant compte de sa «transformation» en goethite dans les zones touchées par les circulations d'eaux météoriques des «karsts» anciens et récents. PASQUIER & PERSOZ (1977) ont montré, dans les forages, qu'à Humilly, Essertines et Courtion cette oxydation n'a pénétré que dans les formations crétacées en mordant

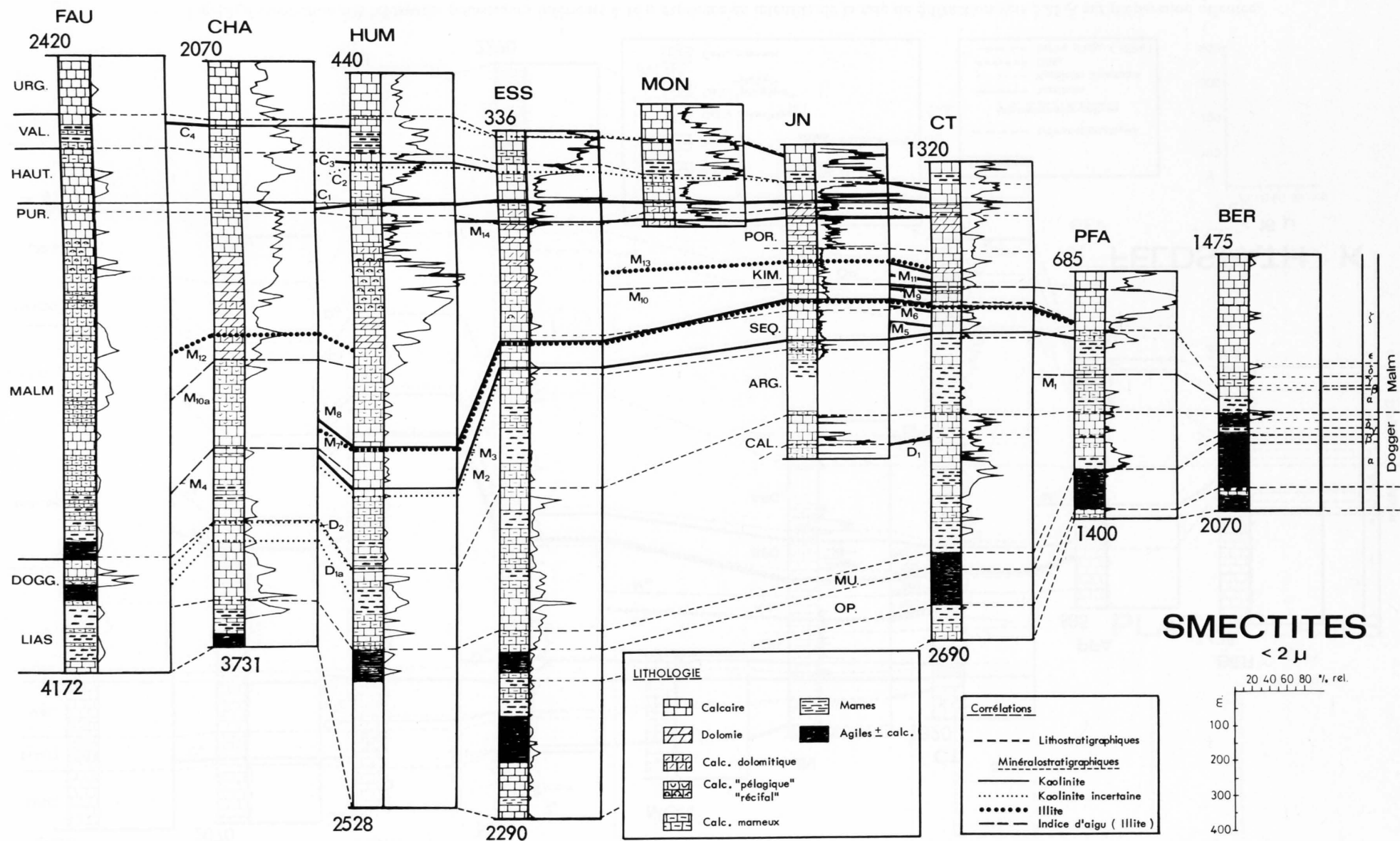


Fig. 11: Distribution des teneurs relatives en smectites (voir légende fig. 2).

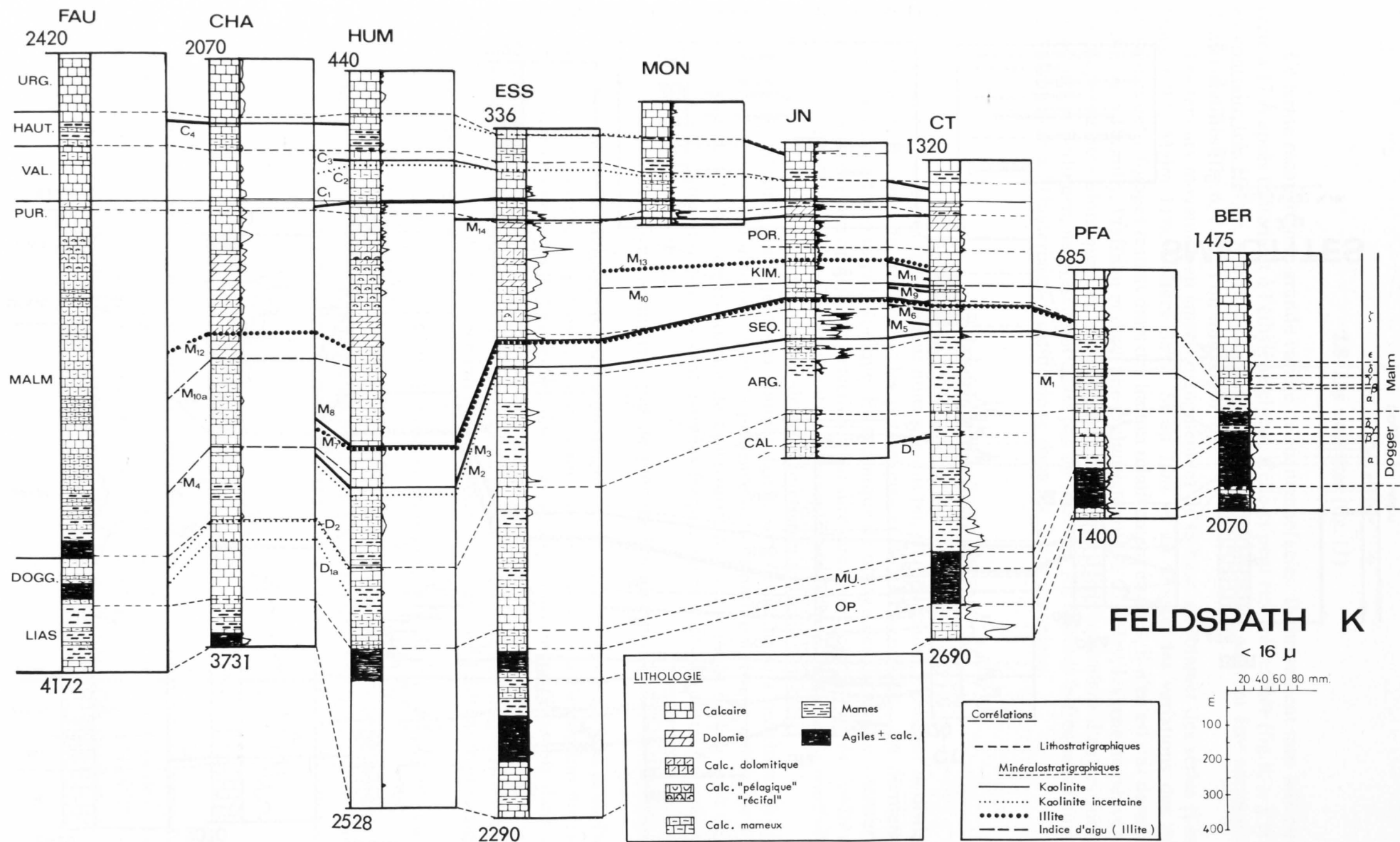


Fig. 12: Distribution des feldspaths potassiques inférieurs à 16 μ exprimée en intensité de la raie de diffraction vers 3,25 Å sur préparation orientée.

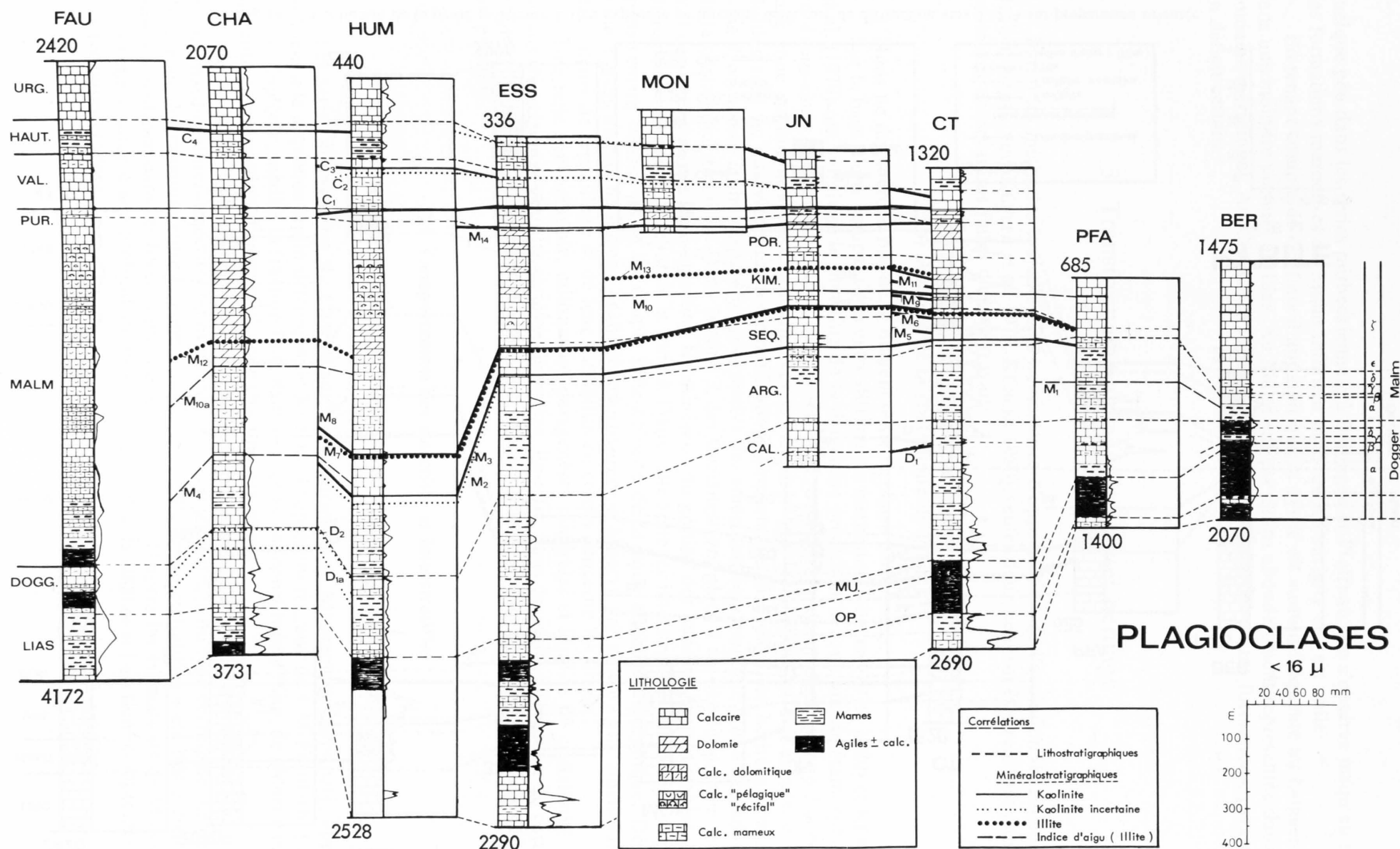


Fig. 13: Distribution des plagioclases inférieurs à 16μ exprimée en intensité de la raie de diffraction vers $3,20 \text{ \AA}$ sur préparation orientée.

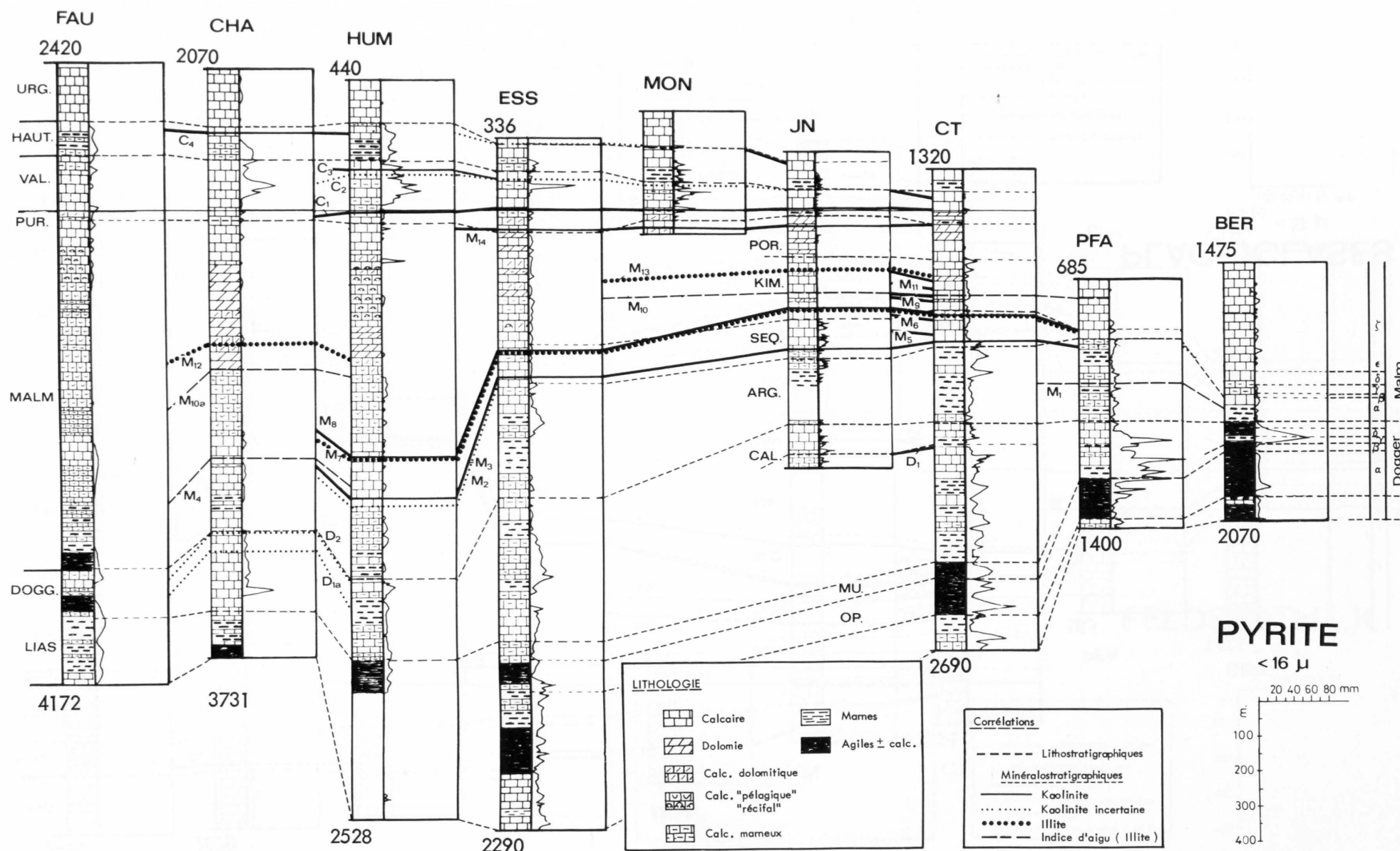


Fig. 14: Distribution de la pyrite inférieure à 16 μ exprimée en intensité de la raie de diffraction vers 3,12 Å sur préparation orientée.

quelque peu dans les séries purbeckiennes; à Berlingen et Pfaffnau elle s'observe jusqu'au toit des formations marneuses du Malm inférieur alors qu'à Faucigny elle est nulle.

En tenant compte de ces faits il apparaît que la pyrite est surtout fréquente au Dogger et, dans une moindre mesure, au Lias. Au Malm elle est moins abondamment représentée dans le domaine méridional. Au Crétacé le faciès urgonien, en regard des autres formations, présente un déficit certain.

3. Transformations diagénétiques et héritage

Parmi les méthodes toujours plus nombreuses d'appréciation de l'évolution diagénétique des sédiments (voir KÜBLER et al. 1979, KÜBLER 1980), seules deux peuvent être retenues dans le cadre des observations faites dans ce travail:

- a) Analyse des paragenèses des phyllites.
- b) Analyse de la cristallinité de l'illite.

Nous ne discuterons pas de la diagenèse de la phase carbonatée.

Sur la base d'une comparaison entre différentes méthodes, KÜBLER (1970, 1980) et KÜBLER et al. (1979) ont subdivisé le domaine de la diagenèse précédant la zone anchimétamorphique en 4 sous-zones. Schématiquement, dans la série des roches argilo-détritiques, la zone 1 dénommée zone stationnaire est essentiellement caractérisée par la compaction et l'expulsion des fluides sans qu'interviennent des modifications importantes des phyllites héritées. Dans la zone 2, on assiste à une disparition progressive des smectites, concomitante à une dégradation de la cristallinité de l'illite. Dans la zone 3, des smectites font place à un développement maximal des interstratifiés illite-smectite; les minéraux du groupe des kandites restent stables, leur disparition marquant le début de la zone 4. Dans cette zone les interstratifiés disparaissent progressivement faisant place au couple illite-chlorite de la zone anchimétamorphique. Dès la zone 3 jusqu'au bas de la zone anchimétamorphique on observe par ailleurs une amélioration des valeurs de cristallinité et de leur variabilité en ce qui concerne les illites.

Une telle zonéographie, utilisant les paragenèses minérales et l'indice de cristallinité, n'a jamais été présentée pour les séries carbonatées. En effet, dans ces séries l'évolution du cortège argileux ne permet plus un découpage aussi nuancé (KÜBLER 1967). L'analyse ci-dessous en est un exemple.

3.1 Comportement des smectites et interstratifiés

3.1.1 *Persistence des smectites dans les séries carbonatées*

Les séries molassiques du Plateau suisse, sus-jacentes au Mésozoïque carbonaté, appartiennent à la séquence argilo-détritique de KÜBLER. D'après les travaux de J. M. Frautschì (Travail de Diplôme, inédit), la fraction fine, dans ces séries, est constituée d'illite, de chlorite et de smectite en proportion d'environ $\frac{1}{3}$ pour chacune des espèces.

MONNIER (1979) a montré qu'avec l'enfouissement les smectites disparaissent au profit d'interstratifiés illites-smectites ou évoluent vers des interstratifiés du type corrensite. Le début de la zone de transition entre la zone à smectite et celle des interstratifiés a été très nettement mise en évidence dans les forages proches du front alpin. D'après les estimations de MONNIER (1979) elle se situe à une profondeur moyenne de l'ordre de 2000 m si l'on tient compte des séries tertiaires érodées.

Dans deux forages – Faucigny et Courtion – la minéralogie des argiles a été étudiée dans le Tertiaire et le Mésozoïque. A Faucigny, la disparition des smectites, dans les séries tertiaires, est complète à la profondeur actuelle de 1200 m où elles font place aux interstratifiés (F. Monnier, communic. orale). Dans le Mésozoïque par contre (fig. 11) les smectites restent relativement abondantes aussi bien dans les marnes que dans les calcaires jusque dans les formations liasiques vers 4100 m, soit près de 3000 m au-dessous de leur limite de disparition dans la molasse, limite qui correspond au passage de la zone 2 à la zone 3 de KÜBLER.

A Courtion, le début de la zone de transition (apparition d'interstratifiés de type corrensite et diminution très nette des smectites) – correspondant également au passage de la zone 2 à la zone 3 – est observée vers 810 m. On retrouve cependant des smectites dans les séries carbonatées sous-jacentes jusqu'à la profondeur de 2390 m, soit près de 1600 m plus bas; là les smectites atteignent parfois 40% de la fraction fine. Dans les formations crétacées et dans celles du Dogger elles sont présentes aussi bien dans les marnes que dans les calcaires.

A Chapéry, la minéralogie des argiles n'a pas été étudiée par F. Monnier; si l'on s'en tient cependant à ses conclusions (MONNIER 1979), on ne devrait plus observer de smectites dans le Mésozoïque, ce qui est loin d'être le cas, comme le montre la figure 11.

Ces trois exemples démontrent donc que les smectites, dans les séries carbonatées, persistent bien au-delà de la zone 2 de KÜBLER.

3.1.2 *Cas des séries argoviennes*

Dans les séries argoviennes et leurs équivalents latéraux, les smectites ne sont que rarement présentes et les interstratifiés plus abondants que dans les séries qui les encadrent vers le haut et le bas. S'agit-il d'une minéralogie héritée ou d'une disparition par diagenèse?

S'il est certain que dans les roches carbonatées il y a blocage de la réaction smectite-interstratifiés, il n'est certes pas connu dans quelle mesure celui-ci peut être lié à la fermeture précoce de la porosité, restreignant les échanges de fluides (pores en cul-de-sac de KÜBLER), lors de la diagenèse de la phase carbonatée, ou s'il résulte d'un environnement trop riche en calcium, imposant une autre dynamique à la réaction. Dans les deux cas on devrait s'attendre à observer une relation entre la teneur en carbonate et la présence de smectites ou d'interstratifiés, ou constater l'existence d'un seuil critique au-delà duquel la réaction peut jouer librement.

Dans les séries argoviennes, la teneur en carbonate est en moyenne de 68%, dont environ 4% de dolomite. Selon les niveaux, ces teneurs varient cependant de 26 à 98% (dans la Molasse les teneurs moyennes sont, selon MONNIER (1979) de l'ordre de 26%, dont 6% de dolomite, le coefficient de variation sur la calcite étant de 35% relatif). Dans les échantillons argoviens qui contiennent des smectites (fig. 11) il n'existe aucune relation entre la teneur en carbonates et smectites, quelle que soit la profondeur d'enfouissement. Dans des études en préparation, les marnes argoviennes (Effinger Schichten) des régions de Reuchenette près de Bienne, celles des régions classiques d'Argovie (GYGI 1969), celles du Malm du Jura souabe – peu susceptibles d'avoir été enfouies profondément – montrent peu ou pas de smectites, à l'exception des zones tout à fait supérieures. Dans le Malm inférieur marneux du forage d'Essavilly 101, situé entre Salins et le lac de Joux dans le Jura français, les smectites font presque entièrement défaut, cela à des profondeurs actuelles de l'ordre de 500 à 600 m.

Dans les séries marneuses du Dogger – autres que l'Opalinus-Ton (qui contient souvent moins de 40% de carbonate) – et sous-jacentes aux séries argoviennes de cette étude, on note de fortes teneurs en smectites (fig. 11), quelles que soient d'ailleurs les profondeurs d'enfouissement.

On est donc conduit à penser que dans les formations argoviennes et ses équivalents latéraux marneux, les smectites ne faisaient pas partie du stock initial des argiles lors du dépôt de ces séries.

3.1.3 Cas de l'Opalinus-Ton

Dans les formations de l'Opalinus-Ton et dans celles du Lias (en moyenne 40% de carbonate, variant entre 2 et 98%), les smectites sont en général absentes dans tout le domaine situé à l'est d'Essertines, et sporadiquement présente, mais en faible quantité, au sud-ouest, c'est-à-dire dans les régions susceptibles d'avoir été les plus enfouies (voir fig. 15). Ni les smectites ni les interstratifiés, distribués quasi uniformément, ne présentent de relation, soit avec le taux de carbonate, soit avec le degré d'enfouissement.

Dans le Jura soleurois (études en cours) et dans le Jura argovien (PETERS 1962) l'Opalinus-Ton est totalement dépourvu de smectites, les interstratifiés n'allant pas au-delà de 5 à 10% de la somme des argiles. Ces régions n'ont certainement jamais subi un enfouissement important.

De même, dans les formations liasiques du Jura soleurois (études en cours), dans le Lias argovien (PETERS 1962) ainsi que dans le Lias des forages de Lindau et Kreuzlingen (FREY 1978), les smectites font défaut. Par contre dans les marnes et les argilites du Lias inférieur du forage d'Essavilly 101, entre 1250 et 1310 m de profondeur, nous avons observé 20 à 30% de smectites.

De ces observations il apparaît que l'Opalinus-Ton a toujours été dépourvu de smectites et que dans les séries liasiques on peut suspecter, en l'absence d'informations plus nombreuses, l'existence d'une province à l'est d'Essertines sans smectites et d'une province à l'ouest et au sud-ouest avec smectites sporadiques.

Dans ce contexte il devient difficile d'estimer la part de la diagenèse de celle de l'héritage dans les séries liasiques d'Essertines, Humilly, Chapéry et Faucigny. A Essertines où la teneur moyenne en smectites est de 7% en regard de 41% de carbonates avec comme valeurs extrêmes respectives 3-28% et 12-72%, on observe une tendance ($N = 38$, $r = 0,30$) à une corrélation positive entre teneur en carbonates et teneur en smectites. A Faucigny et Chapéry les échantillons dont la teneur en carbonates est inférieure à 20%, ne contiennent pas de smectite. Ils ne forment cependant que le 20% des échantillons examinés, alors que dans les 80% restant on ne constate aucune corrélation entre smectite et carbonate.

3.2 Comportement de la kaolinite

La kaolinite est présente dans toutes les formations à l'exception de celles du Jurassique du forage de Faucigny. Comme dans les séries argilo-détritiques la kaolinite disparaît à la base de la zone 3 de KÜBLER, selon ce critère, la quasi-totalité du Jurassique de Faucigny devrait être classée dans la zone 4, alors que les séries jurassiques de Chapéry le seraient dans la zone 3. Or les deux forages sont proches et leurs séries ont subi des enfouissements probablement similaires (voir ci-dessous); il est donc plus vraisemblable de justifier l'absence de kaolinite par des raisons sédimentologiques.

3.3 Indices d'aigu

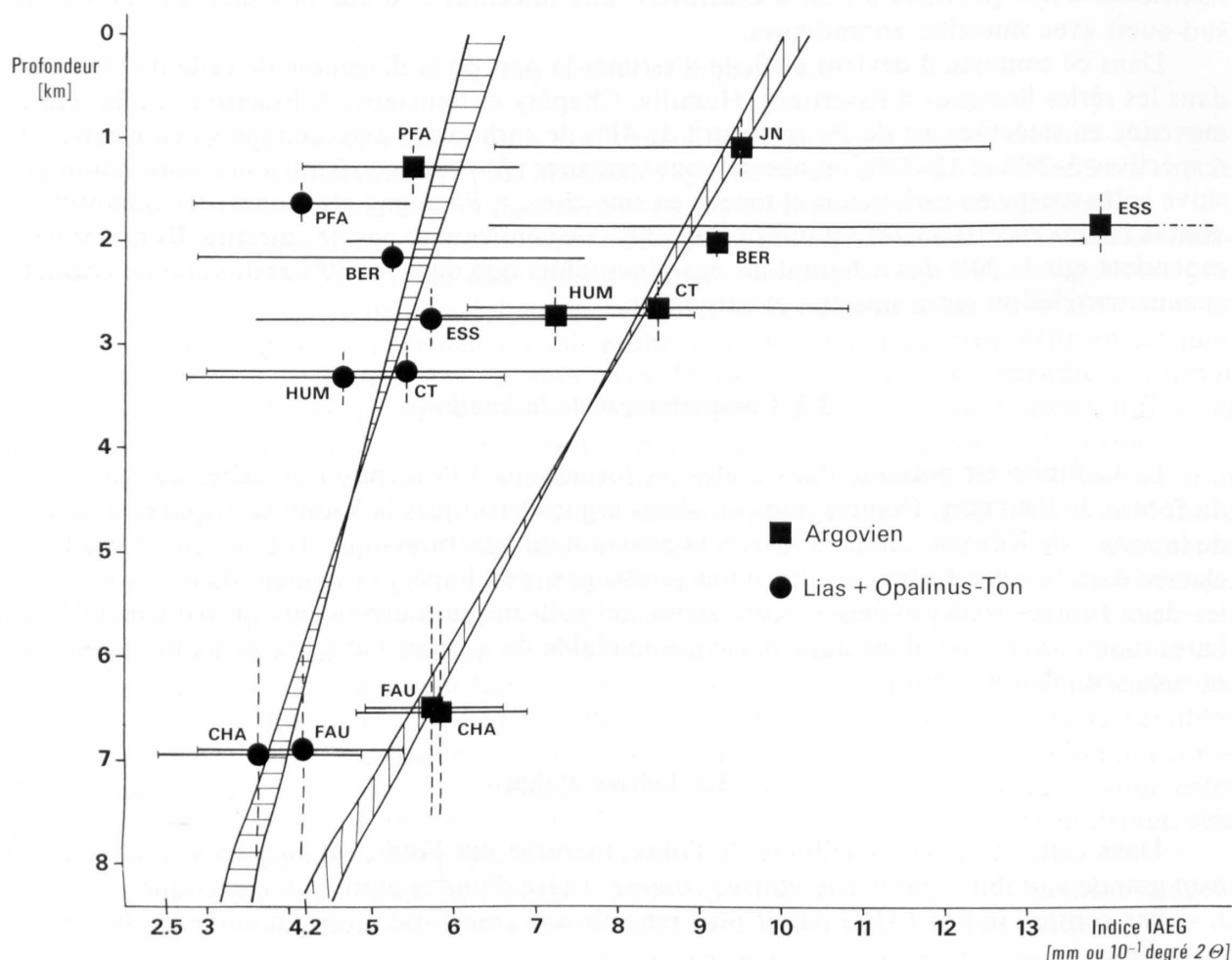
Dans cette étude la cristallinité de l'illite, mesurée par l'indice d'aigu IAN, présente une trop grande variabilité pour être utilisée comme critère d'une évolution diagénétique.

Par contre l'indice IAEG paraît plus sensible aux transformations, quoique sa dispersion reste forte.

3.3.1 Evolution de l'indice IAEG avec la profondeur

Sur la figure 15 nous avons reporté, pour chaque forage, les valeurs moyennes et l'écart type des indices IAEG se rapportant aux deux séries les plus marneuses – celle de l'Argovien avec ses équivalents latéraux (214 échantillons) et celle du Lias et de l'Opalinus-Ton (137 échantillons) – en regard de leurs profondeurs moyennes d'enfouissement maximal estimé. Les formations de Pfaffnau et l'Argovien d'Essertines, qui représentent de toute évidence des anomalies, ont été éliminés du calcul des droites de régression.

La profondeur d'enfouissement de ces deux séries reste extrêmement spéculative en raison de la méconnaissance des épaisseurs érodées des formations tertiaires et de l'ampleur des séries chevauchantes à Chapéry et Faucigny. Ces profondeurs sont basées sur les données de RIGASSI (1977) et sur les estimations faites dans la molasse orientale où les valeurs de découverte par érosion sont estimées entre 100 et 200 m à Berlingen et de 100 à 400 m à Pfaffnau. L'épaisseur des séries au-dessus de la base du Lias approcherait les valeurs suivantes (entre parenthèses la profondeur actuelle est indiquée): Faucigny: 6000–8000 m (4172 m), Chapéry: 6000–8000 m (3731 m), Humilly: 3300–3700 m (2526 m), Courtion: 3200–3600 m (2690 m), Essertines: 2700–3200 m (2302 m), Berlingen: 2200–2300 m (2064 m), Pfaffnau: 1500–2000 m (1398 m), Jura neuchâtelois: 1500–2000 m.



En ce qui concerne Courtion, MONNIER (1979), sur la base de considérations sur la diagenèse, estime à 1190 m la puissance des séries tertiaires érodées. Ce chiffre est plus haut que notre propre estimation: 510–910 m.

Sur la figure 15 on constate que:

1. Les indices se groupent en deux populations distinctes, l'une «argovienne», l'autre «liasique».
2. La différence entre ces deux populations s'amenuise avec l'accroissement de la profondeur.
3. A une même profondeur d'enfouissement, l'indice IAEG de la population «argovienne» est toujours plus grand que celui de la population «liasique» (cela reste valable pour les profondeurs d'enfouissement observées actuellement).
4. Pour les deux populations, la valeur de l'indice ainsi que l'écart type de la moyenne décroissent avec la profondeur, la décroissance étant plus rapide pour la population «argovienne» que pour celle du «Lias».

3.3.2 Interprétation

Dans le domaine supérieur de la zone diagénétique, il est bien connu que la cristallinité des illites-micas mesurée par l'indice IAN est souvent meilleure dans les lithologies calcaires que dans les marnes et argiles (KÜBLER 1967, DUNOYER DE SEGONZAC 1970, STUDER 1980).

Avec l'accroissement de la profondeur, la différence entre les cristallinités, dans les deux types de lithologie, s'amenuise puis disparaît.

Cette constatation est corroborée par les observations suivantes: si l'on rapporte l'indice IAEG à la teneur en carbonate pour des échantillons appartenant à des niveaux d'enfouissement similaire, tel que le Malm α de Berlingen et l'Argovien de Courtion (fig. 16), on constate une altération de la cristallinité (augmentation de l'indice IAEG) avec la diminution de la teneur en carbonate. Cette loi a été vérifiée pour des profondeurs d'enfouissement plus faibles,

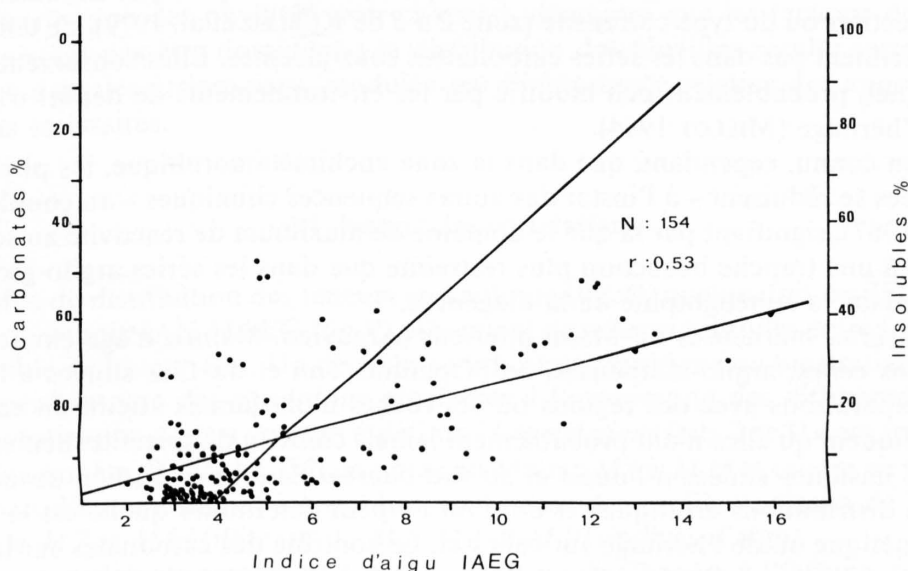


Fig. 16: Valeurs de l'indice d'aigu en fonction de la teneur en carbonates. Les échantillons se rapportent aux séries marneuses du Malm α de Berlingen et de l'Argovien de Courtion. Les droites de régression en X et Y expriment une corrélation qui reste significative malgré une forte dispersion.

dans le Lias–Opalinus-Ton de Pfaffnau, dans le Malm d'Humilly, l'Argovien d'Essertines et de Pfaffnau et le Portlandien du Jura neuchâtelois (PERSOZ & REMANE 1976); les pentes des droites ne sont pas identiques.

Pour des profondeurs plus élevées, au-delà de 2500 m, si l'on tient compte des estimations de profondeur faites plus haut, une telle loi n'est plus perceptible, aussi bien dans les séries calcaires que dans les séries plus argileuses (Malm inférieur et Lias de Faucigny et Chapéry, Lias–Opalinus-Ton de Courtion, Berlingen et Essertines). Il existe donc un niveau d'enfouissement critique où le taux de carbonate ne contrôle plus l'évolution de la cristallinité des illites-micas mesurée par l'indice IAEG.

Une telle interprétation de l'évolution de l'indice IAEG, en relation avec le taux de carbonate, n'est cependant pas à même d'expliquer l'existence de deux populations, l'une «liasique», l'autre «argovienne» comme nous l'avons vu plus haut. En effet, l'Argovien est une formation nettement plus carbonatée (environ 70% de carbonates) que les séries de l'Opalinus-Ton et du Lias (40%), ce qui signifierait, si l'on tient compte de l'explication classique, que l'indice IAEG moyen devrait être plus faible dans la population argovienne que dans celle du Lias et de l'Opalinus-Ton. Or c'est l'inverse qui est observé.

Il est donc nécessaire de recourir à une autre hypothèse, et la plus plausible est de lier les différences entre ces deux populations à une différence dans la cristallinité originelle des illites-micas. Celle-ci serait à rechercher dans les processus d'altération et d'érosion ainsi que dans la proximité des arrière-pays. Dans cette perspective les illites-micas du Malm inférieur (Argovien) auraient été, dès leur dépôt, plus dégradées que celles de l'Opalinus-Ton et des formations liasiques. Leur cristallinité ne résulterait donc pas d'une évolution diagénétique différente.

Une analyse même sommaire de la paléogéographie à ces deux époques confirme ce point de vue. De telles différences dans les cristallinités originelles des stocks d'illites-micas ont été observées par CHAMLEY (1971) dans les sédiments récents de la Méditerranée.

3.4 Conclusions

Alors que dans les séries molassiques l'enfouissement se marque par la disparition des smectites (vers 2000 m selon MONNIER 1979), lesquelles sont relayées par des interstratifiés du type illite–smectites ou du type corrensite (zone 2 à 3 de KÜBLER et al. 1979), de telles modifications n'interviennent pas dans les séries carbonatées sous-jacentes. Elles conservent leur cortège argileux originel, probablement peu modifié par les environnements de dépôt: c'est encore le domaine de l'héritage (MILLOT 1964).

Il est bien connu, cependant, que dans la zone anchimétamorphique, les phyllites des séries carbonatées se réduisent – à l'instar des autres séquences chimiques – au couple illite–chlorite (KÜBLER 1967), signifiant par là que le domaine de maximum de réactivité au sein des phyllites se réduit à une tranche beaucoup plus restreinte que dans les séries argilo-gréseuses, et se situe très bas dans la zonéographie de la diagenèse.

Dans les séries marneuses du Malm inférieur (Argovien, Malm α d'âge environ oxfordien moyen) et dans celles, argilo-marneuses, de l'Opalinus-Ton et du Lias situées à l'est d'Essertines, des comparaisons avec des régions où ces roches n'ont jamais atteint un enfouissement important indiquent qu'elles n'ont probablement jamais contenu de smectite. Seules font exception les séries liasiques situées à l'ouest et au sud-ouest d'Essertines où l'on observe quelques occurrences à distributions erratiques et dont on ne peut déterminer quelle est la part de l'influence diagénétique ou de l'héritage sur celles-ci. Le contrôle des carbonates sur la disparition des smectites est donc certain et confirme d'autres observations (KÜBLER 1967, DUNOYER DE SE-GONZAC 1970). Il ne nous est malheureusement pas possible, en raison du manque de smectites dans les séries marneuses, de mettre en évidence une relation entre le taux de carbonate et la disparition des smectites.

Par contre la «cristallinité» des illites-micas mesurée par l'indice IAEG est plus sensible à la teneur en carbonate. L'indice est d'autant plus faible, c'est-à-dire plus proche de la cristallinité héritée que la teneur en carbonate est plus grande. En d'autres termes, les relations d'échange qui provoquent la dégradation des micas ou illites héritées sont d'autant plus faciles que le résidu insoluble est plus important. Ce contrôle du taux de carbonate n'est cependant plus perceptible au-delà d'une profondeur critique, estimée vers 2500 m dans cette étude.

Enfin on a pu montrer que la valeur de la cristallinité (IAEG) est également liée à la nature des stocks originels. A cet égard les illites-micas des séries «argoviennes» étaient originellement plus altérées que celles de l'Opalinus-Ton. Cette différence est très probablement liée à la nature des processus d'altération et à la plus ou moins grande proximité des arrière-pays.

4. Minéralostratigraphie

Dans le chapitre précédent, il a été démontré que la diagenèse n'avait que très peu modifié la nature des stocks originels des phases phylliteuses. La distribution de ces dernières doit donc traduire les conditions initiales des dépôts où, parmi les facteurs déterminants, ceux de l'environnement de dépôt et ceux de l'héritage sont les plus importants (MILLOT 1964).

Dans cette perspective, il est primordial de tenir compte de la signification de la «teneur», exprimée en pour-cent, dans le système des phyllites. Celle-ci n'est qu'une valeur relative et ne représente donc qu'un rapport entre l'une des phyllites, par exemple la kaolinite, et l'ensemble des autres phyllites. On saisit immédiatement que ce rapport n'est pas modifié par le phénomène de dilution lié à un enrichissement en carbonate et/ou en quartz. Par contre, les facteurs de l'environnement de dépôt, degré d'agitation par exemple, avec effet de ségrégation préférentielle due aux tailles différentes des phyllites, mécanisme de floculation lié aux effets de surfaces, milieux géochimiques anormaux par rapport aux milieux marins francs, etc..., pourraient jouer un rôle essentiel en dehors de l'héritage proprement dit et du transport.

Le fait de pouvoir dégager de nombreuses corrélations minéralostratigraphiques sur la base de la distribution des phyllites (voir ci-après), démontre que les facteurs de l'environnement ne paraissent pas être dominants; la distribution des phyllites résulte surtout des variations induites dans les arrière-pays, modulée par l'importance relative des apports au niveau des différents émissaires.

4.1 Nature des corrélations

Les profils de distribution des teneurs en kaolinite (fig. 5), quelquefois en illite (fig. 8) et les fluctuations du couple IAN / IAEG (fig. 9) présentent de telles similitudes entre forages qu'il est souvent possible de les corréler. Un découpage lithostratigraphique ou biostratigraphique sommaire est cependant une des conditions préalables à l'exploration des différentes possibilités.

Cette investigation nous a conduit à définir 21 *corrélations* (tab. 2 et 3) dont trois au Dogger supérieur, dénommées *D 1*, *D 1a*, *D 2*, quatorze au Malm: *M 1* à *M 14* et quatre au Crétacé: *C 1* à *C 4*. La plupart d'entre elles ont été établies sur la base des profils verticaux de la kaolinite, à l'exception de *M 7* et *M 13* (illite) et de *M 1*, *M 4* et *M 10* (indices d'aigu).

Certaines corrélations comme *M 3* et *M 8* se suivent de Chapéry à Pfaffnau, soit sur plus de 200 km; d'autres comme *M 9* et *M 11* ne s'étendent pas au-delà de 25 km.

L'appréciation du degré de similitude entre les différents profils de distribution (fig. 5) contient évidemment une part de subjectivité. C'est pourquoi les corrélations présentées ici doi-

Tableau 3: Cotes, en mètres, des corrélations minéralogiques

	FAU	CHA	HUM	ESS	MON	JN	CT	PFA	BER
<i>C 4</i>	2610	2250	592	350	139	33			
<i>C 3</i>		2351	695	448	250	119	1386		
<i>C 2</i>		2396	708						
<i>C 1</i>		2488	814	532	319	165	1434		
<i>M 14</i>			862	592	372	211	1470		
<i>M 13</i>			1021	738		353	1630		
<i>M 12</i>	3260	2851	1231						
<i>M 11</i>						385	1657		
<i>M 10-M 10a</i>	3403	2920	1268	785		420	1679	736	
<i>M 9</i>						432	1693		
<i>M 8</i>		3087	1493	934		467	1730	827	
<i>M 7</i>		3110	1505	942		471	1735	832	
<i>M 6</i>						476	1749		
<i>M 5</i>						526	1790		
<i>M 4</i>	3663	3172	1575						
<i>M 3</i>		3190	1615	1010		564	1806	873	
<i>M 2</i>		3218	1637	1032					
<i>M 1</i>							1936	977	1811
<i>D 2</i>	3873	3380							
<i>D 1a</i>	3918	3433							
<i>D 1</i>						876	2108		

D = Dogger, *M* = Malm, *C* = Crétacé. Les corrélations *M 7* et *M 12* ont été établies sur la base de la distribution des teneurs en illite; *M 4*, *M 10* et *M 10a* sur celle des indices d'aigu de l'illite alors que toutes les autres se rapportent aux distributions des teneurs en kaolinite.

vent être comprises comme une première tentative pour dessiner le cadre général qui devra servir aux études de détail. Dans cette optique, les corrélations sont d'inégale valeur, *D 1*, *D 2* et *M 2* sont beaucoup plus incertaines que *M 3*, *M 8*, *M 14*, *C 1* ou *C 2* par exemple.

4.2 Signification des corrélations

Si l'on compare les corrélations minéralogiques avec les limites lithostratigraphiques établies par les différents auteurs (tab.2), et dont nous rappelons qu'elles ne reposent pas toutes sur des critères unifiés, on constate que certaines confirment, d'autres infirment les données de la lithostratigraphie.

Entre Humilly et Courtion, *C 1* coïncide approximativement avec les limites lithostratigraphiques. Il en est de même de *C 4* entre Montricher et le Jura neuchâtelois. D'autres corrélations, par contre, recoupent les limites proposées par les auteurs. Nombreuses sont celles qui se situent à l'intérieur des découpages lithostratigraphiques.

Sans entrer dans une étude systématique de l'interprétation de ces corrélations dans le cadre de la stratigraphie et de la paléogéographie régionales, nous citerons quelques exemples.

4.2.1 Corrélations *M 3* et *M 8*

Elles encadrent un niveau enrichi en kaolinite, *M 3* étant confondu avec la base, *M 8* avec le sommet de ce niveau (fig.5). Dans le profil de distribution, ce maximum est lui-même carac-

térisé par deux petits pics secondaires très nets à Courtion et dans le Jura neuchâtelois où ils ont permis d'établir les corrélations *M5* et *M6*; moins nettement marqués à Chapéry et Humilly, ils sont inexistants à Essertines.

Ce niveau enrichi entre *M3* et *M8* fait lui-même suite à un petit niveau où l'enrichissement est plus faible, mais qui reste très net entre Chapéry et le Jura neuchâtelois.

L'extension verticale entre *M3* et *M8* varie de 46 à 122 m; ce niveau s'étend des couches sommitales de l'Oxfordien moyen aux séries basales du Kimméridgien.

Les relations entre lignes de corrélation, lithologie et environnement de dépôt sont présentées dans la figure 17.

A Chapéry, Humilly et Pfaffnau, *M3* est situé dans des séries attribuées à des environnements de mer ouverte, de type bassin. Plus précisément la corrélation *M3* coïncide avec un changement lithologique entre calcaires marneux et calcaires micritiques à Chapéry; elle se situe dans des calcaires micritiques à Humilly et dans des marno-calcaires à Pfaffnau.

A Essertines et Courtion, *M3* se place à la base des faciès marquant le début des environnements de type «barre», qui représentent le passage du bassin à la plate-forme. A Essertines on l'observe dans des calcaires, 4 mètres au-dessus d'un mince niveau oolithique alors qu'à Courtion elle s'inscrit à la base d'une importante série de calcaire oolithique (FISCHER & LUTERBACHER 1963, BOLLIGER & BURRI 1970).

Dans le Jura neuchâtelois *M3* se situe environ 40 m au-dessus des premiers niveaux oolithiques (première barre indiquant le passage des faciès de bassins à ceux de plate-forme) dans des faciès onkolithiques et oolithiques d'arrière-barre (base de l'unité de microfaciès 9 de PER-SOZ & REMANE 1973).

Dans l'hypothèse où il conviendrait d'attribuer un caractère d'isochrone à *M3*, cela indiquerait une progression des faciès de plate-forme du Jura neuchâtelois vers Courtion et Essertines ce qui correspond bien aux hypothèses classiques.

La corrélation *M8*, sommet de ce niveau enrichi en kaolinite, recoupe des faciès aussi différents que des calcaires micritiques à filaments à Chapéry, des calcaires micritiques sous-jacents aux calcaires à filament à Humilly, des séries calcaires du passage bassin-plate-forme à Essertines, le sommet des dernières manifestations oolithiques à Courtion et des calcaires des domaines de plate-forme interne dans le Jura neuchâtelois et à Pfaffnau.

Ces observations démontrent que les lignes de corrélation *M3* et *M8*, établies sur la base de la distribution des teneurs en kaolinite, sont indépendantes aussi bien de la nature lithologique des calcaires micritiques, oolithiques, onkolithiques, des calcaires marneux, des marno-calcaires que des environnements de dépôt, dans les domaines de bassin, de barre, d'arrière-barre ou de plate-forme interne.

A Pfaffnau *M3* se trouve approximativement à la base des couches à Bimmamatum selon la définition de BÜCHI et al. (1965). Dans une étude récente à paraître et sur une coupe aimablement levée par R. Gygi dans les faciès classiques d'Argovie, *M3* est situé à la base des Couches de Geissberg (5% de kaolinite à 1 m et 48% à 5 m de la base). Selon GYGI (1969) les Couches de Geissberg sont à placer au sommet de la zone à *bifurcatus*, soit dans la partie supérieure de l'Oxfordien moyen.

En raison d'une lacune d'échantillonnage, la position de *M8* dans la région argovienne n'a pu être déterminée précisément; elle se place en tout cas dans le Kimméridgien basal.

A Pfaffnau où la limite Argovien-Kimméridgien a été établie sur une base lithostratigraphique, *M8* est situé au tout début du Kimméridgien. Dans le Jura neuchâtelois *M8* est placé 24 m au-dessus du toit de l'«Oolithe de Sainte-Vérène» qu'on admet généralement comme limite lithostratigraphique entre le Séquanien et le Kimméridgien, alors qu'à Courtion on l'observe dans le dernier grand banc oolithique, équivalent probable de l'Oolithe de Sainte-Vérène du Jura (FISCHER & LUTERBACHER 1963). On retrouverait ici un même sens N-S de la migration des faciès si on utilisait *M8* comme isochrone.

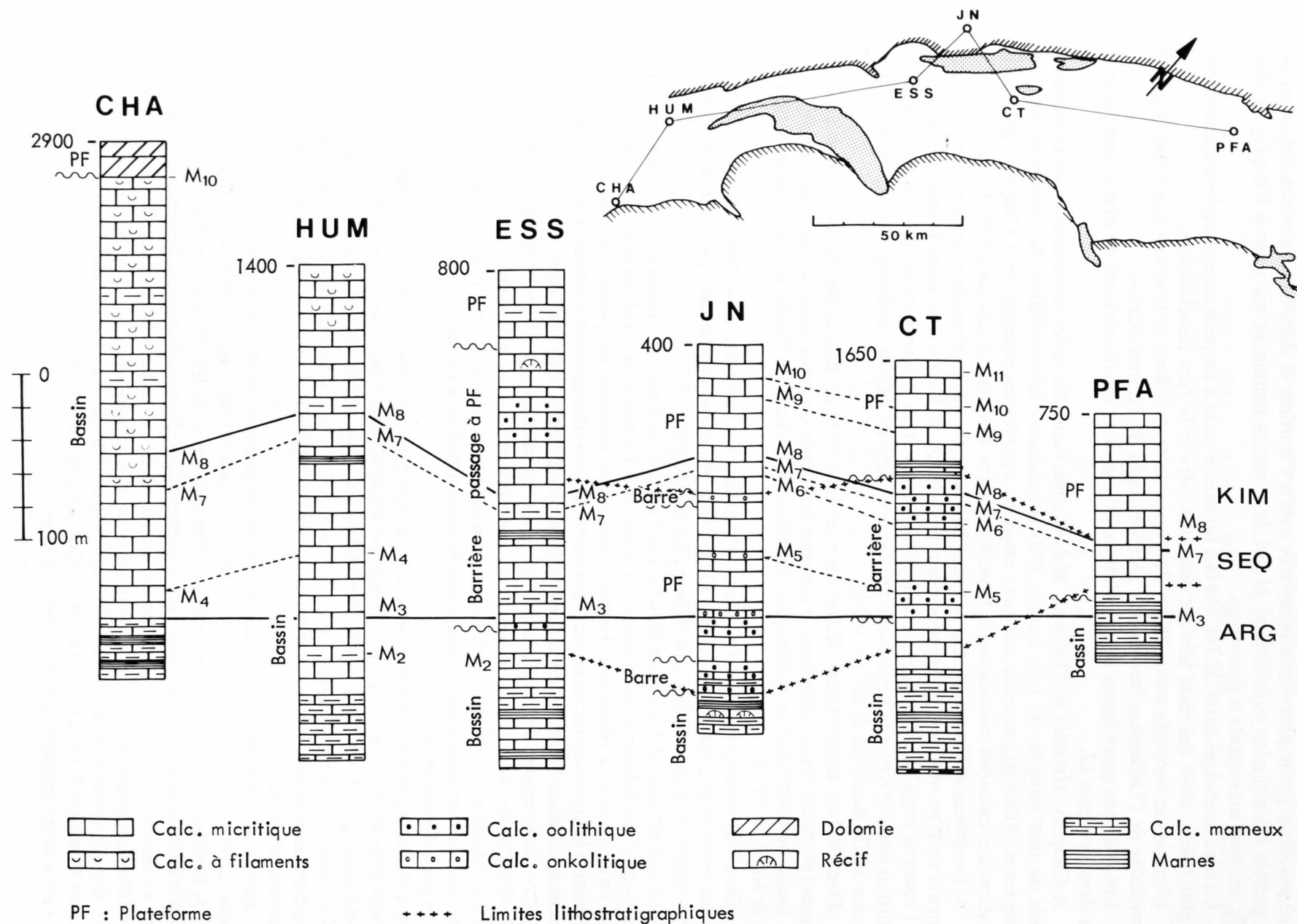


Fig. 17: Corrélation dans les séries du Malm (M₃ à M₁₀ sont reprises de la fig. 5). Les lignes de corrélation sont obliques par rapport à la lithostratigraphie classique et aux milieux de dépôt. Il n'apparaît par ailleurs pas de relation entre lithologie et corrélation. Les limites lithostratigraphiques sont reprises des documents originaux.

L'ensemble de ces observations nous conduit à tirer les conclusions suivantes:

- a) Le niveau enrichi en kaolinite entre *M3* et *M8* n'a pas été modifié par les conditions de dépôt qui régnaient dans les différents environnements pourtant fortement contrastés. Il est donc indépendant des environnements et ne résulte que des variations du stock des argiles héritées des arrière-pays.
- b) A cette époque, entre Pfaffnau et Chapéry, il n'existait pas de barrière paléogéographique suffisante pour empêcher le transport des argiles entre les différentes régions examinées.
- c) Etant donné la petitesse de la région étudiée, de l'ordre de 200 km, *M3* et *M8* peuvent être considérés comme des niveaux quasi-isochrones entre le sommet de l'Oxfordien moyen et la base du Kimméridgien inférieur.
- d) Tout au long de l'Oxfordien moyen et supérieur, la kaolinite ne parvenait pas à migrer de Chapéry à Faucigny, alors qu'entre Pfaffnau et Berlingen d'autres conditions prévalent seulement à partir du sommet de l'Oxfordien.

4.2.2 Corrélation *M14*

Au sommet du Malm entre Humilly et Courtion, les teneurs en kaolinite décrivent à nouveau un maximum très net qui a servi à définir la ligne *M14* (fig. 5).

Dans la figure 18, la distribution des teneurs est présentée en plus grand détail. Nous avons ajouté trois coupes levées par BLÄSI (1980) dans le cadre de son étude sur les milieux de sédimentation du Portlandien. Il s'agit de la coupe de la Dôle (DO) située au niveau de la première chaîne du Jura suisse, de celle de Foncines-le-Bas (FO) au nord de Morez dans le Jura français et de celle de la Combe Girard (CGI) peu au sud-est du Locle.

La kaolinite présente deux schémas de distribution, l'un caractéristique du domaine situé au sud-est de la première chaîne jurassienne, l'autre du domaine plus externe situé au nord-ouest.

Au sud-est la distribution est bimodale (*M14i* et *M14s*) d'Humilly au Jura neuchâtelois et tend vers une distribution unimodale à Courtion. Il est donc possible que l'un des maximums *M14i* ou *M14s* coïncide avec le maximum de Courtion. Nous avons choisi cependant de corréliser le centre des distributions bimodales avec celui de Courtion (*M14*).

Au nord-ouest de la première chaîne, la distribution des teneurs décrit un maximum très étalé limité par les lignes *P1* et *P2* et un second petit maximum entre les lignes *P2* et *P3*. Une distribution équivalente a été observée au sud de Morez dans la coupe du Béchet.

Si dans chacun des domaines les corrélations sont évidentes, il n'en est pas de même entre les deux régions. Seules les coupes levées par BLÄSI (1980) et celles du Jura neuchâtelois (coupe de Bevaix, PERSOZ & REMANE 1973) ont fait l'objet d'une étude sédimentologique détaillée.

En ce qui concerne les relations entre lithologie et kaolinite, il apparaît (fig. 18) que la distribution de celle-ci n'est pas influencée par la dolomitisation. BLÄSI (1980) a fait la même constatation pour les niveaux dédolomitisés.

Selon BLÄSI, les environnements de dépôt, en ce qui concerne le domaine nord-ouest, régleraient la distribution de la kaolinite. Schématiquement, selon lui, le Portlandien comprendrait trois milieux de dépôt:

- Un domaine infratidal ou milieu lagunaire;
- Un domaine intertidal ou milieu de «Tidal flat»;
- Un domaine supratidal ou milieu de vasière.

Le Portlandien se diviserait en quatre cycles régressifs. Les trois premiers comprendraient des termes des milieux lagunaires et de «Tidal flat», seul le quatrième, et cela dans sa partie terminale seulement, présenterait des milieux de vasière.

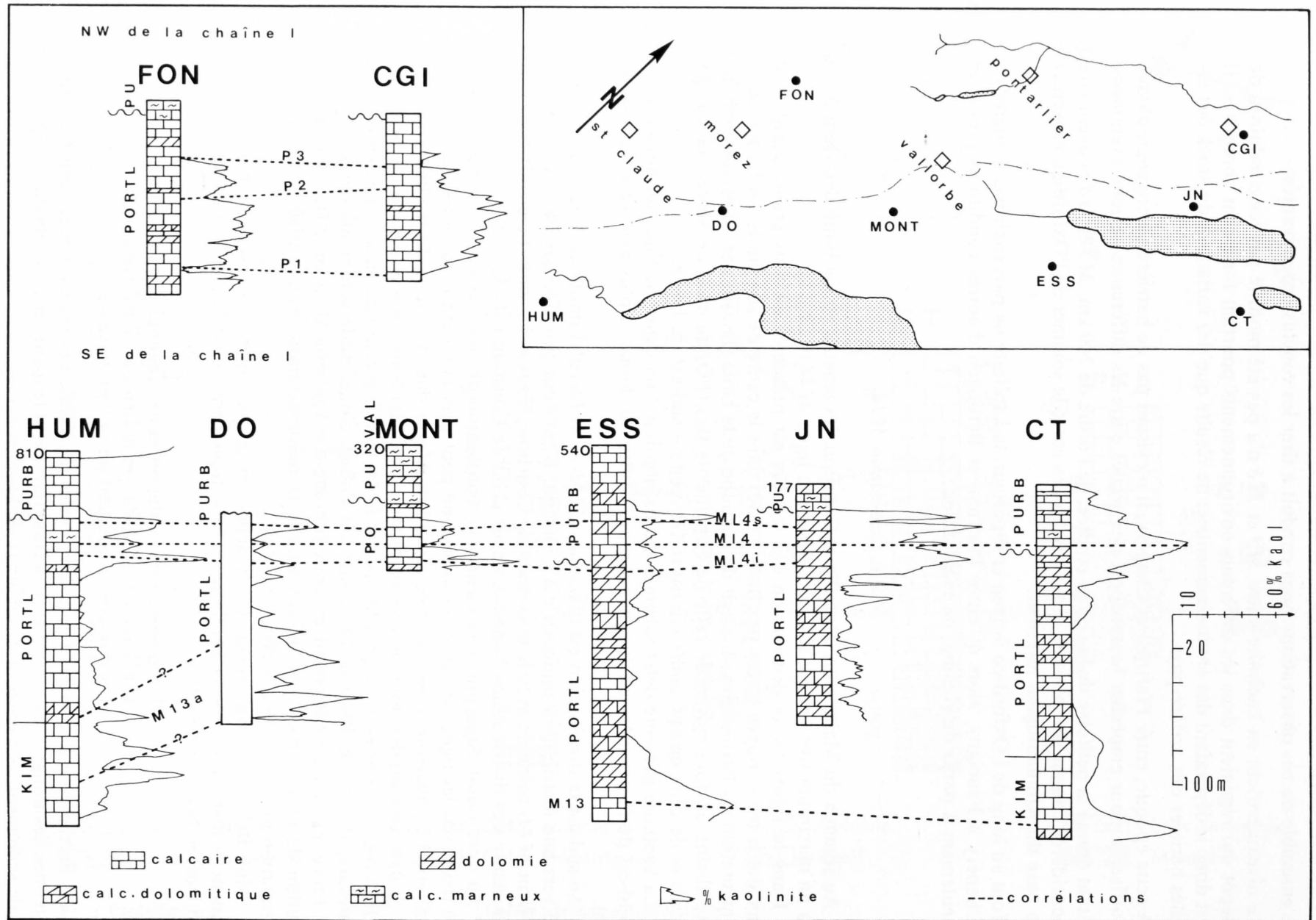


Fig. 18: Corrélations basées sur la distribution de la kaolinite au Malm supérieur. Elles indiquent l'existence de deux domaines paléogéographiques distincts, l'un situé au sud-est, l'autre au nord-ouest de l'emplacement de la première chaîne jurassienne (en traits-points sur l'encadré). – FON = coupe de Foncines-le-Bas, CGI = coupe de la Combe Girard.

A quelques exceptions près, la kaolinite serait toujours absente dans les milieux de vasière et dans ceux des «Tidal flat». Pour expliquer ce fait BLÄSI propose un mécanisme de ségrégation granulométrique lié au sens des apports en direction des vasières. En raison de sa grande taille, la kaolinite diminuerait dans cette direction.

En l'absence de données sédimentologiques précises, il ne nous est pas possible d'étendre ce modèle à tout le domaine situé au sud-est de la première chaîne. Il est cependant à remarquer que dans la coupe de Bevaix (Jura neuchâtelois) l'absence de kaolinite est caractéristique précisément des milieux de sédimentation infratidaux et intertidaux, alors que les grandes teneurs en kaolinite le seraient des milieux supratidaux (PERSOZ & REMANE 1973), c'est-à-dire l'inverse du modèle appliqué au domaine plus interne de BLÄSI. Par ailleurs un tel modèle ne pourrait expliquer l'absence ou la présence de kaolinite dans les séries kimméridgiennes qui sont caractérisées par des domaines de sédimentation de type infra- et intertidal plus ouverts aux échanges que ne le sont ceux du Portlandien.

En ce qui concerne le mécanisme proposé par BLÄSI, les gradients d'énergie ne paraissent pas suffisamment contrastés entre la lagune et le «Tidal flat» pour réaliser une séparation granulométrique suffisante. S'il fallait recourir à un mécanisme, il faudrait plutôt le chercher dans les caractères géochimiques particuliers de ces milieux.

En conclusion le schéma de distribution de la kaolinite, totalement différent entre les domaines sud-est et nord-ouest, démontre l'existence d'une évolution sédimentologique différente quel que soit le mécanisme invoqué.

Etant donné que la différence dans les profils de kaolinite ne se marque pas seulement dans les kaolinites de «Tidal flat» et de vasière du sommet du Portlandien, mais également dans les domaines où les échanges n'étaient pas encore trop restreints au Portlandien inférieur, nous pensons que cette différence est liée à des apports détritiques distincts et que de ce fait la première chaîne jurassienne devait à cette époque correspondre à une barrière paléogéographique entre les deux domaines.

4.2.3 *Corrélations crétacées; la corrélation C1*

Quatre corrélations sont proposées au sein du Crétacé: *C1* à la base même du Crétacé et *C4* au sommet de l'Hauterivien sont particulièrement évidentes (fig.5); *C2* et *C3* au Valanginien sont, par contre, plus hypothétiques.

La corrélation *C1* a déjà été présentée par PERSOZ & REMANE (1976). Etablie sur la base de l'étude minéralogique de quatre coupes (Bevaix, Côte-aux-Fées, Montricher, Molard de Vions) elle est confirmée dans les forages sous-molassiques. Elle correspond à la première apparition importante de kaolinite, dans l'unité inférieure oolithique de la base du Valanginien dans le Jura neuchâtelois (STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971) et quelques mètres au-dessus de la base de la formation de Pierre-Châtel à Molard de Vions, dans le Jura méridional (PERSOZ & STEINHAUSER 1970).

Selon PERSOZ & REMANE (1976) le début de cet enrichissement en kaolinite se fait indépendamment de la lithologie et des milieux de dépôts. L'âge de *C1* est parallélisé avec la limite Tithonique-Berriasien dans le Jura vocontien.

4.2.4 *Corrélations C2 et C3*

Dans le Jura neuchâtelois, le Valanginien est classiquement divisé en une unité inférieure, le Marbre bâtard, et une unité supérieure, le Calcaire roux. Selon les travaux de M.-A. Betrix (Travail de Diplôme, inédit) ce dernier repose sur le Marbre bâtard, soit par l'intermédiaire

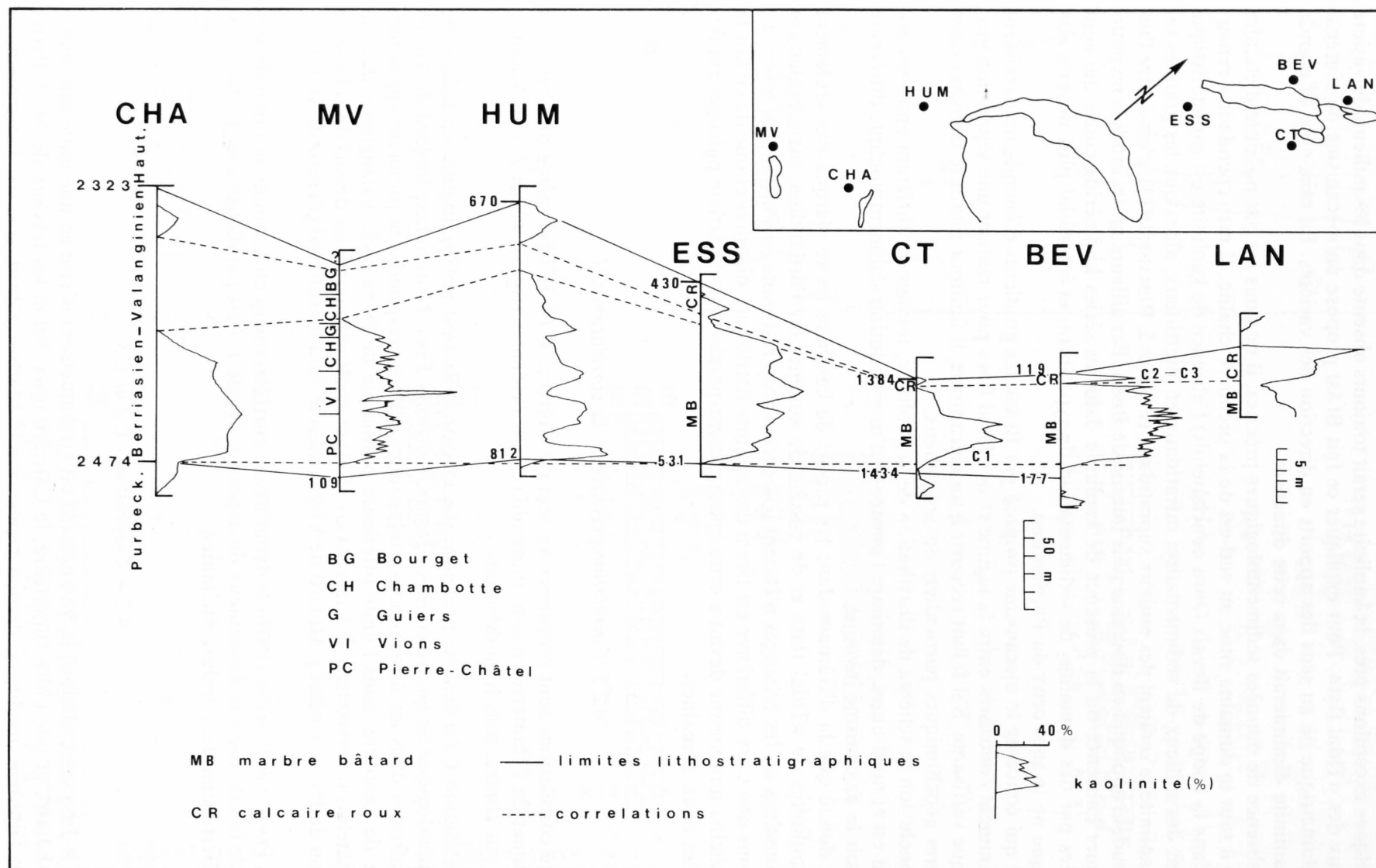


Fig. 19: Les corrélations *C1* à *C3* au Crétacé. Les corrélations *C2* et *C3* expriment l'existence d'un prisme sédimentaire dont l'épaisseur diminue du sud-ouest au nord-est, équivalant à une lacune entre Courtion et le Landeron (MV = Molard de Vions, BEV = Bevaix, LAN = Le Landeron).

d'une surface d'érosion indiquant nettement l'existence d'une lacune, soit par une zone de transition à continuité lithologique apparente.

Dans les coupes de Bevaix, comme dans celles du Landeron – levées par M.-A. Betrix (inédit) – les teneurs en kaolinite diminuent plus ou moins progressivement dans le Marbre bâtard, atteignent un minimum au niveau du passage au Calcaire roux, puis augmentent à nouveau dans ce dernier (fig. 19). L'Hauterivien sus-jacent (marnes à *Asteria* et marnes bleues) ne contient plus de kaolinite.

Dans les différentes coupes de Calcaire roux étudiées par M.-A. Betrix, la kaolinite, bien que toujours présente, ne forme pas toujours un maximum très net. Cela est à attribuer probablement aux difficultés de détermination des phyllites dans ces faciès souvent très riches en fer.

Le maximum supérieur (Calcaire roux) se retrouve plus ou moins nettement à Courtion, Essertines, Humilly et Chapéry (fig. 19); à Molard de Vions, en raison d'une lacune d'échantillonnage au sommet du Valanginien, il n'a pas pu être mis en évidence.

La lacune de kaolinite au passage du Marbre bâtard au Calcaire roux devient de plus en plus importante en direction de Molard de Vions et permet donc de proposer les corrélations C2 et C3. Celles-ci indiquent l'existence d'un prisme sédimentaire diminuant d'épaisseur vers le Jura neuchâtelois; ce prisme qui, à Molard de Vions correspond à la formation de la Chambotte, zone supérieure, et à la partie affleurante de la formation du Bourget, serait équivalent à la lacune entre le Marbre bâtard et le Calcaire roux dans la région neuchâteloise où C2 ne représente que la partie supérieure tronquée du maximum à kaolinite. Une telle vue confirme les résultats obtenus sur la base des études de microfaciès de STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971). Ces derniers admettent cependant une équivalence entre la formation du Bourget dans le Jura méridional et le Calcaire roux dans le Jura neuchâtelois.

La ligne C3 indiquerait que seule la partie moyenne ou supérieure de la formation du Bourget (Chapéry, Humilly, Molard de Vions?) correspondrait au Calcaire roux neuchâtelois et qu'au Landeron, à Bevaix, Courtion et Humilly, contrairement à Essertines et Chapéry, la partie sommitale serait à nouveau représentée par une lacune d'érosion.

4.2.5 Corrélation C4

L'Hauterivien est constitué d'une unité inférieure marneuse (marnes d'Hauterive) et d'une unité supérieure calcaire (Pierre jaune de Neuchâtel); vers le haut il passe graduellement aux faciès urgoniens. Dans cette zone de transition la lithostratigraphie est imprécise dans le Jura neuchâtelois (MEIA 1965) comme dans le Jura des environs de Genève (CONRAD 1969, FROIDEVAUX 1976). L'Urgonien, dont l'épaisseur est de l'ordre de 150 m à Chapéry, se réduit à une vingtaine de mètres dans le Jura neuchâtelois.

De Faucigny à Montricher la kaolinite est absente dans le corps principal de l'Hauterivien. Par contre dans sa partie sommitale elle devient brusquement très abondante (fig. 5). La base de ce maximum qu'on retrouve aussi dans le Jura neuchâtelois, sert à définir la corrélation C4. Celle-ci, à Bevaix, est située dans la zone de transition aux faciès urgoniens. Dans les autres coupes nos données lithologiques sont trop imprécises pour interpréter C4 en terme lithostratigraphique.

A Bevaix et Courtion un petit maximum de kaolinite s'individualise sous C4. En raison de la présence d'un karst avec poches sidérolithiques probables à Courtion (FISCHER & LUTERBACHER 1963, PASQUIER & PERSOZ 1977) il n'est pas certain que cette kaolinite puisse être attribuée totalement à l'Hauterivien.

Dans l'interprétation que nous en donnons, ce petit maximum s'atténuerait pour finalement disparaître vers Montricher. L'absence d'autres données ne nous permet pas d'indiquer la direction réelle du gradient de disparition.

Une autre interprétation est éventuellement possible en corrélant la base du petit maximum de Bevaix et Courtion à celle du grand maximum entre Montricher et Faucigny, signifiant alors qu'une grande partie de l'Hauterivien de Bevaix et de Courtion serait un équivalent de l'Urgonien situé plus au nord-ouest. Nous avons préféré la première interprétation mais des données supplémentaires seront nécessaires pour lever l'incertitude.

4.3 Conclusions

La distribution de la kaolinite est liée à la variation dans les stocks de phyllites au niveau des apports. L'influence de la lithologie des milieux de dépôts et de la diagenèse n'est pas un facteur prépondérant. De ce fait, étant donné la petitesse du domaine étudié (inférieur à 300 km) en regard de la vitesse de migration des argiles dans ces bassins, les corrélations déduites de la forme des distributions peuvent être considérées comme des marqueurs minéralo-stratigraphiques quasi isochrones. Par ailleurs, l'absence de corrélation entre deux domaines peut s'interpréter soit par l'existence d'une barrière paléogéographique, soit par des apports venus de régions distinctes à stocks d'argile différents, soit par un gradient négatif de la concentration de kaolinite dans les argiles en cours de migration, lié à la plus grande taille des particules de kaolinite par rapport aux autres argiles.

En raison d'une documentation hétérogène sur l'évolution microfaciologique des coupes et forages, il n'a pas été possible de faire une étude détaillée de toutes les corrélations proposées. Seuls quelques exemples au Malm et au Crétacé ont été présentés pour montrer la validité de cette méthode dans des séries par ailleurs pauvres en fossiles caractéristiques. Les principaux résultats sont résumés dans les figures 17, 18 et 19. C'est ainsi que les limites Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur et Oxfordien-Kimméridgien ont pu être suivies de Pfaffnau à Chapéry. A cet égard le Séquanien du Jura neuchâtelois, implicitement admis comme étant d'âge oxfordien supérieur, s'avère être de l'Oxfordien moyen en ce qui concerne la partie inférieure. La limite Oxfordien-Kimméridgien serait située à une vingtaine de mètres au-dessus de l'Oolithe de Sainte-Vérène, marqueur classiquement admis comme limite entre Séquanien et Kimméridgien. Au Portlandien, on a pu déterminer l'existence de deux sous-bassins, séparés par une barrière paléogéographique située approximativement à l'emplacement de la première chaîne jurassienne. La nature de cette barrière ne nous est pas connue; elle était cependant suffisamment efficace pour empêcher la libre circulation des argiles de part et d'autre. Au Valangien les corrélations proposées paraissent confirmer la synthèse stratigraphique de STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971). La vingtaine de corrélations proposées définissent un cadre minéralostratigraphique qu'il conviendra d'affiner par l'étude de coupes supplémentaires.

5. Conclusions générales

5.1 Minéralogie

Les formations calcaires et marneuses du Jurassique et du Crétacé inférieur sont caractérisées par des associations minéralogiques simples (calcite, \pm quartz, \pm kaolinite, \pm smectites, \pm interstratifiés, \pm feldspaths, \pm pyrite, \pm goethite, \pm dolomite, \pm illite-micas, \pm chlorite). La calcite d'une part et les illites-micas d'autre part sont toujours prépondérantes dans les associations. D'autres minéraux tels que barytine, célestine, attapulгите, lépidocrocite, sont localisés

dans des milieux géochimiques restreints; sidérose, hématite, fluorine ont également été rencontrés.

Les roentgenofaciès de chacune des espèces varient largement ce qui laisse présager, principalement dans le groupe des phyllites, une cristallogénie complexe qui n'a pu être abordée dans ce travail.

5.2 Les grandes tendances évolutives

Au travers de l'analyse semi-quantitative, les tendances évolutives principales sont caractérisées, du Lias au Malm, par une carbonatogénèse croissante en regard d'un taux de sédimentation relativement constant des détritiques (6 mm / 1000 ans) et une augmentation du rapport argile/quartz. Au sein du groupe des phyllites, les smectites deviennent prépondérantes avec diminution corrélative des chlorites; illites, kaolinites et interstratifiés, malgré de fortes variations ponctuelles, restent en moyenne constants.

Pour l'ensemble du Jurassique les proportions entre les phyllites sont du même ordre de grandeur que celles définies par WEAVER (1967) en Amérique du Nord (entre parenthèses les valeurs de WEAVER): illite 51 (56%), kaolinite 20 (20%), phyllites gonflantes 16 (19%), chlorite 6 (13%).

Au Crétacé, en plus d'un détritisme plus abondant, c'est surtout la forte augmentation des smectites, qui parfois se marque déjà au Jurassique terminal, qui représente le trait dominant. Ce phénomène, qui n'apparaît en Amérique du Nord qu'au Crétacé supérieur, est attribué par WEAVER à une activité accrue du volcanisme. Par ailleurs les formations crétacées sont quasi dépourvues d'interstratifiés; les feldspaths y sont moins fréquents qu'au Jurassique.

5.3 Domaines de sédimentation et minéralofaciès

Sur le plan régional on constate qu'au Lias les proportions entre phyllites sont très changeantes dans la partie orientale de la région étudiée, c'est-à-dire au N.-N.-W. de la «Terre alémanique» (TRÜMPY 1952, 1959), alors qu'à l'ouest et au sud-ouest de Courtion (faciès dauphinois) la variabilité est nettement plus faible. Cette opposition est par ailleurs renforcée par l'abondance relative des feldspaths potassiques à l'est en regard de leur rareté au sud-ouest. Le seul gradient bien net est représenté par une diminution constante de la kaolinite du lac de Constance au lac d'Annecy.

Au Dogger, l'Opalinus-Ton, contrairement aux séries liasiques, est caractérisé par une grande monotonie des associations minérales avec cependant un même gradient que précédemment des teneurs en kaolinite; on constate également une disparition des feldspaths potassiques au sud-ouest de Courtion. Cette distribution particulière des feldspaths se maintient jusqu'au Dogger supérieur.

Dans les autres séries du Dogger la variabilité des associations est trop importante pour être abordée à cette échelle. Notons cependant qu'en regard de l'Opalinus-Ton, du Lias et du Malm inférieur, les smectites y sont plus abondantes.

Au Malm inférieur l'opposition entre les régions est peu marquée. Au Malm supérieur, par contre, on peut distinguer 3 domaines: un domaine méridional (Chapéry, Humilly) qui semble s'étendre au moins jusque dans la région de la Dôle, caractérisé par une abondance des smectites; un domaine central (Essertines, Montricher, Courtion, Jura neuchâtelois) et un domaine oriental (Pfaffnau et Berlingen). A Berlingen la différenciation minéralogique s'établit déjà au Kimméridgien basal alors qu'elle ne se fait sentir qu'au sommet de ces séries à Pfaffnau.

Au Crétacé, le schéma de distribution des phyllites est similaire dans toutes les coupes et forages étudiés.

5.4 Diagenèse et héritage

Dans les séries argilo-détritiques, la zonéographie de la diagenèse (KÜBLER et al. 1980) prévoit la disparition des smectites au profit d'interstratifiés à la limite des zones 2 et 3. MONNIER (1979) a montré que dans la molasse du plateau suisse cette limite se situait vers 2000 m d'enfouissement, toutes corrections faites sur les séries érodées. Or, dans les séries jurassico-crétacées sous-jacentes, les smectites persistent; leurs teneurs peuvent même, dans les séries les plus enfouies du Dogger, atteindre plus de 50% à des profondeurs maximales estimées de 6000 à 7000 m.

Dans les séries argoviennes et celle de l'Opalinus-Ton, on peut démontrer que l'absence quasi totale de smectite résulte de la nature des apports sédimentaires et non de transformations diagénétiques. Dans les séries du Lias, le domaine situé au nord de la «Terre alémanique» a probablement toujours été dépourvu de smectites alors qu'à l'ouest et au sud-ouest (domaine dauphinois) la distribution erratique des smectites est peut-être liée à un effet de diagenèse.

Au Lias et au Dogger, la kaolinite héritée reste abondante dans le domaine situé à l'est d'Essertines, même dans les lithologies les plus argileuses et les plus enfouies (profondeur d'enfouissement maximale estimée: 3200–3600 m). A l'ouest d'Essertines, par contre, il n'a pas été possible de faire la part de l'influence de la diagenèse ou de l'héritage sur sa distribution. Au Malm et au Crétacé la kaolinite et ses variations de teneurs sont d'origine héritée, même à Faucigny.

L'indice d'aigu de l'illite, mesuré sur échantillons traités à l'éthylène glycol (IAEG), représente, bien que très grossièrement, le seul critère d'une évolution continue de la diagenèse d'enfouissement. Son interprétation est cependant complexe car il varie négativement avec la teneur en carbonates. La cristallinité en terme d'indice IAEG est d'autant meilleure que la teneur en carbonates est grande, démontrant par là le caractère inhibant des carbonates sur les processus d'échanges et de transformations au sein des phyllites. Par ailleurs il conserve, en quelque sorte en «mémoire», les caractères initiaux acquis probablement avant leur dépôt. C'est ainsi qu'on peut prévoir que les illites des séries argoviennes étaient originellement plus dégradées que celles de l'Opalinus-Ton, ce que nous attribuons aux phénomènes d'altération et à la plus ou moins grande proximité des arrière-pays.

5.5 Minéralostratigraphie

La distribution des indices d'aigu de l'illite, parfois celle des teneurs en illite, mais surtout la distribution des teneurs en kaolinite, permettent d'établir des corrélations minéralostratigraphiques entre les régions. Une vingtaine de corrélations ont ainsi été définies surtout au Malm et au Crétacé. Certaines de ces corrélations ont probablement valeur d'isochrone. Il nous a été ainsi possible de proposer un découpage stratigraphique de l'Oxfordien supérieur et de la base du Kimméridgien de Pfaffnau à Chapéry. Dans le Jura neuchâtelois le Séquanien, attribué généralement à l'Oxfordien supérieur, devient plus vieux (Oxfordien moyen à supérieur), la base des formations kimméridgiennes étant encore d'âge oxfordien supérieur.

Au Malm terminal on démontre le diachronisme de l'apparition des faciès purbeckiens, mais surtout on définit l'existence dès le Portlandien de deux domaines séparés par une barrière paléogéographique située à l'emplacement approximatif de la première chaîne jurassienne.

Au Crétacé la minéralostratigraphie confirme les vues de STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971) qui prévoient, dans la partie supérieure du Valanginien inférieur, l'existence d'un prisme sédimentaire dont l'épaisseur augmente vers le Jura méridional et qui correspond à une lacune dans le Jura neuchâtelois entre Marbre bâtard et Calcaire roux. On peut supposer également l'existence d'une lacune au sommet du Calcaire roux.

Au sommet de l'Hauterivien une corrélation minéralostratigraphique particulièrement évidente pourrait servir à déterminer l'âge de l'apparition des faciès urgoniens, pour autant qu'elle puisse être datée par la biostratigraphie.

L'ensemble du cadre minéralostratigraphique proposé ici devrait pouvoir être confirmé sur des coupes de terrain où la lithostratigraphie pourrait être plus parfaitement définie, ce qu'il n'a pas été possible de réaliser sur les déblais des forages de cette étude.

Résumé

L'analyse systématique par diffraction des rayons *X*, des séries essentiellement carbonatées du Jurassique et du Crétacé, a été réalisée sur une transversale lac de Constance–lac d'Annecy, à partir de forages profonds et de coupes de terrain sur plus de 2000 échantillons. La majeure partie de la zone étudiée gît sous une couverture molassique tertiaire dont l'épaisseur varie de cent à plusieurs milliers de mètres. Les résultats des dosages semi-quantitatifs sont présentés dans les figures 3 à 14.

Les variations spatiales des associations minérales permettent de retrouver grossièrement à chaque époque les provinces sédimentaires classiques et parfois d'en définir de nouvelles. L'examen des paragenèses des argiles et celui de la cristallinité de l'illite révèlent la prépondérance des facteurs de l'héritage sur ceux de la diagenèse, bien que les séries molassiques sus-jacentes aient déjà subi des transformations importantes traduisant du même coup le caractère inhibant des carbonates sur l'évolution du cortège argileux par la diagenèse d'enfouissement. L'absence de smectite ou le degré de dégradation des illites-micas dans les séries argoviennes et celle de l'Opalinus-Ton, par exemple, sont à rechercher dans les mécanismes d'altération au niveau des stocks d'argiles livrés par les arrière-pays.

L'absence d'une diagenèse importante rend possible l'utilisation des minéraux des argiles comme critère minéralostratigraphique. Grâce à la kaolinite, mais aussi à l'illite et aux indices d'aigu, on présente une vingtaine de corrélations, certaines s'étendent sur plus de 200 km, permettant un découpage stratigraphique principalement au Malm et au Crétacé. Les subdivisions qui en résultent conduisent dans quelques cas à proposer de nouvelles corrélations stratigraphiques. L'essentiel de ces résultats est présenté dans les figures 17 à 19.

Zusammenfassung

Zweitausend vorwiegend karbonatische Jura- und Kreide-Proben aus Bohrungen und Tagesaufschlüssen zwischen Bodensee und Lac d'Annecy wurden systematisch röntgendiffraktometrisch ausgewertet. Im grössten Teil des Untersuchungsgebietes ist das Mesozoikum von tertiärer Molasse überlagert, deren Mächtigkeit zwischen 100 und mehreren 1000 m schwankt. Die Ergebnisse der mineralogischen Untersuchung sind in den Figuren 3–14 dargestellt.

Die regionalen Unterschiede in den Mineral-Assoziationen folgen in grossen Zügen den Grenzen der klassischen sedimentären Provinzen; manchmal erlauben sie neue Provinzen zu definieren.

Die Tonmineral-Assoziationen und die Illit-Kristallinität zeigen, dass diagenetische Veränderungen kaum vorkommen, obwohl die überlagernde Molasse merkliche diagenetische Veränderungen erfahren hat. Das beweist den hemmenden Einfluss der Karbonate auf die diagenetische Entwicklung der Tonfraktion während der Versenkungs-Diagenese.

Die Zusammensetzung der Tonfraktion ist also besonders durch den Typ der Verwitterung im Liefergebiet bestimmt, und infolgedessen können die Tonminerale für Zeit-Korrelationen eingesetzt werden. Die Verteilung des Kaolinit, aber auch des Illits und seine Kristallinität liefern etwa 20 Leithorizonte vor allem im Malm und in der Kreide, von denen sich einige über mehr als 200 km verfolgen lassen. Die daraus resultierende stratigraphische Unterteilung führt in einigen Fällen zu einer Revision der bisher angenommenen Zeit-Korrelationen.

Abstract

The systematic analysis, by X-ray diffraction technics of essentially carbonate rocks of Jurassic and Cretaceous age, has been done on bore holes and surface rocks (2000 specimens) between the lakes of Constance and Annecy. The main part of these rocks in the studied area is covered with Tertiary molassic series whose thickness varies between hundred to several thousand meters. The results of the mineralogical analysis are shown in figures 3 to 14.

In the mineralogical associations, the spatial variations make reappear the already classical sedimentary provinces and, in some cases, suggest new subdivisions.

In the insoluble residue, the phyllites associations and the crystallinity of illites demonstrate the preponderance of the inherited characters of the argillaceous fraction over the diagenetic transformations though the superposed molassic series have already encountered important diagenetic modifications. This demonstrates the inhibitory influence of the carbonate on the diagenetic evolution of the argillaceous fraction in burial diagenesis.

The absence of main diagenetic transformations allow the use of phyllites as mineralostratigraphic markers. With mainly kaolinite, but also with illite and peak sharpness of illite, we are able to show about twenty correlations out of which some are more than 200 km in extension. The resulting "stratigraphic" record, especially in Malm and Cretaceous, is sometimes in accordance and sometimes not, with the classical view. Along this line, the main results are shown in figures 17 to 19.

Bibliographie

- BLÄSI, H. (1980): *Die Ablagerungsverhältnisse im «Portlandien» des schweizerischen und französischen Juras*. – Diss. Univ. Bern.
- BOLLIGER, W. & BURRI, P. (1970): *Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. Mit Beiträgen zu Stratigraphie und Ökologie*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 140.
- BROWN, G. (1961): *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals*. – Jarrold, Norwich.
- BÜCHI, U. P., LEMCKE, K., WIENER, G. & ZIMDARS, J. (1965): *Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens*. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 32/82, 7–38.
- CHAMLEY, H. (1971): *Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée*. – Sci. géol. (Strasbourg), Mém. 35.
- CONRAD, M. A. (1969): *Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève*. – Eclogae geol. Helv. 62/1, 1–79.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1970): *The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review*. – Sedimentology 15, 281–346.
- FISCHER, H. & LUTERBACHER, H. (1963): *Das Mesozoikum der Bohrungen Courtion 1 und Altishofen 1*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 115.
- FREY, M. (1978): *Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages*. – J. Petrol. 19, 95–135.
- FROIDEVAUX, R. (1976): *Application de méthodes statistiques à l'étude paléosédimentologique de l'Hauterivien (Haute-Savoie, France)*. – Thèse Univ. Genève.
- GOLDSMITH, J. R. & LAVES, F. (1954): *Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine*. – Geochim. cosmochim. Acta 6, 100–118.
- GYGI, R. A. (1969): *Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe (oberes Jura-System) der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 136.
- KÜBLER, B. (1961): *Sur quelques interstratifiés irréguliers mica-montmorillonite*. – Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr. (Strasbourg) 14/4, 173–178.
- (1964): *Les argiles, indicateurs de métamorphisme*. – Rev. Inst. franç. Pétrole 10, 1093–1113.
- (1967): *La cristallinité de l'illite et les zones tout-à-fait supérieures du métamorphisme*. – Etages tectoniques, Colloque Neuchâtel, 18–21 avril 1966, 105–122.
- (1970): *Crystallinity of illite. Detection of metamorphism in some frontal parts of the Alps*. – Fortschr. Mineral. 47/1, 39–40.
- (1972): *La composition des fractions fines et la distinction flysch-molasse dans le domaine alpin et périalpin*. – Bull. Soc. géol. France (7), 12/4 (1970), 599–602.
- (1980): *Les premiers stades de la diagenèse organique et de la diagenèse minérale*. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 46/110, 1–22.
- KÜBLER, B., PITTION, J.-L., HEROUX, Y., CHAROLLAIS, J. & WEIDMANN, M. (1979): *Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des nappes préalpines, helvétiques et penniques (Suisse occidentale et Haute-Savoie)*. – Eclogae geol. Helv. 72/2, 347–373.
- LUCAS, J. (1962): *La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias*. – Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr. 23.
- MACEWAN, D. M. C., RUIZ AMIL, A. & BROWN, G. (1961): *Interstratified Clay Minerals*. In: BROWN, G. (Ed.): *The X-ray identification and crystal structures of Clay Minerals* (p.393–445). – Mineral. Soc. London.
- MEIA, J. (1965): *Géologie de la Montagne de Boudry (Jura neuchâtelois)*. – Bull. Soc. neuchât. Géogr. 53/2, 1–47.
- MILLOT, G. (1964): *Géologie des Argiles*. – Masson, Paris.
- MONNIER, F. (1979): *Diagenèse et corrélations minéralogiques à travers le bassin molassique suisse*. – Thèse Univ. Neuchâtel.
- PASQUIER, F. & PERSOZ, F. (1977): *Oxydation des calcaires mésozoïques sous la molasse du plateau suisse et paléokarst*. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 43/105, 21–28.
- PERSOZ, F. (1969): *Fidélité de l'analyse quantitative des poudres de roches par diffraction-X*. – Bull. Cent. Rech. Pau-SNPA 3/2, 329–355.
- (1973): *Note sur la distribution des dolomites du Jura méridional neuchâtelois*. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 96, 149–162.
- PERSOZ, F. & KÜBLER, B. (1968): *Etude pétrographique des roches carbonatées: la limite Jurassique-Crétacé dans quelques sondages et affleurements du Jura neuchâtelois*. – Eclogae geol. Helv. 61/2, 504–507.
- PERSOZ, F., KÜBLER, B. & HAMOUD, A. (1979): *La composition minéralogique globale et ses tendances dans le Jurassique du Plateau suisse*. – Symposium sur la sédimentation du Jurassique W-européen, A.S.F. publ. spéc. N° 1.
- PERSOZ, F. & REMANE, J. (1973): *Evolution des milieux de dépôt au Dogger supérieur et au Malm dans le Jura neuchâtelois méridional*. – Eclogae geol. Helv. 66/1, 41–70.
- (1976): *Minéralogie et géochimie des formations à la limite Jurassique-Crétacé dans le Jura et le Bassin vocontien*. – Eclogae geol. Helv. 69/1, 1–38.
- PERSOZ, F. & STEINHAUSER, N. (1970): *Microfaciès, pétrographie et géochimie du Crétacé inférieur de Molard-de-Vions (Jura méridional)*. – C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève [n.s.] 5/2–3, 177–190.

- PETERS, T. (1962): *Tonmineralogische Untersuchungen an Opalinuston und einem Oxfordienprofil im Schweizer Jura*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 42, 359–380.
- POCHON, M. (1978): *Origine et évolution des sols du Haut-Jura suisse (Phénomènes d'altération des roches calcaires sous climat tempéré humide)*. – Mém. Soc. helv. Sci. nat. 90.
- RIGASSI, D. (1977): *Genèse tectonique du Jura: une nouvelle hypothèse*. – Paleolab News 2, 2–27.
- SAHORES, J. (1962): *Automatisation de l'analyse diffractométrique pour l'étude de très grandes séries d'échantillons géologiques*. – Coll. sur l'analyse par spectrographie et diffraction X, Madrid.
- STEINHAUSER, N. & CHAROLLAIS J. (1971): *Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du «Valanginien» de la région neuchâteloise et ses rapports avec le Jura méridional*. – Geobios 4/1, 7–59.
- STUDER, M. A. (1980): *Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfite-Tirrhist (Haut-Atlas central, Maroc)*. – Thèse Univ. Neuchâtel.
- TRÜMPY, R. (1952): *Der Nordrand der liasischen Tethys in den Schweizer Alpen*. – Geol. Rdsch. 40, 239–242.
- (1959): *Hypothesen über die Ausbildung von Trias, Lias und Dogger im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens*. – Eclogae geol. Helv. 52/2, 435–448.
- WEAVER, E. W. (1967): *The significance of clay minerals in Sediments*. In: NAGY, B. & COLOMBO, U.: *Fundamental aspects of petroleum geochemistry* (p.37–75). – Elsevier, Amsterdam.