

Marc DURAND

Paléocourants
et reconstitution paléogéographique

L'exemple du Buntsandstein
des Vosges méridionales

(Trias inférieur et moyen continental)

PALÉOCOURANTS ET RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

L'EXEMPLE DU BUNTSANDSTEIN DES VOSGES MÉRIDIONALES

(TRIAS INFÉRIEUR ET MOYEN CONTINENTAL)

par Marc DURAND *

TABLE DES MATIERES

<p><i>RÉSUMES</i> 305</p> <p>I – Introduction 306</p> <p style="padding-left: 20px;">A – Présentation générale 306</p> <p style="padding-left: 20px;">B – Présentation de la région étudiée 307</p> <p style="padding-left: 40px;">1. Cadre géographique et structural 307</p> <p style="padding-left: 40px;">2. Cadre stratigraphique 309</p> <p>II – Distribution des galets 310</p> <p style="padding-left: 20px;">A – Principe 310</p> <p style="padding-left: 20px;">B – Choix d'une méthode de mesure 312</p> <p style="padding-left: 20px;">C – Résultats 313</p> <p style="padding-left: 20px;">D – Conclusion 316</p> <p>III – Stratifications obliques 316</p> <p style="padding-left: 20px;">A – Approche méthodologique 316</p> <p style="padding-left: 40px;">1. Problème d'échelle 317</p> <p style="padding-left: 40px;">2. Méthodes statistiques pures 317</p> <p style="padding-left: 40px;">3. Méthodes empiriques 324</p> <p style="padding-left: 40px;">4. Méthodes mixtes 327</p> <p style="padding-left: 20px;">B – Méthodes choisies 332</p> <p style="padding-left: 40px;">1. Traitement des stratifications obliques en terrain horizontal 333</p> <p style="padding-left: 40px;">2. Traitement des stratifications obliques en terrain basculé 343</p> <p style="padding-left: 20px;">C – Application au Buntsandstein des Vosges méridionales 348</p>	<p style="padding-left: 20px;">1. Dispersion des feuillets à l'échelle de l'affleurement 349</p> <p style="padding-left: 20px;">2. Dispersion des feuillets à l'échelle régionale 352</p> <p style="padding-left: 20px;">3. Dispersion des paléocourants à l'échelle régionale 352</p> <p style="padding-left: 20px;">4. Conclusion 357</p> <p>IV – Interprétations paléogéographiques 358</p> <p style="padding-left: 20px;">A – Grès vosgien 362</p> <p style="padding-left: 40px;">1. Type de réseau fluvial 362</p> <p style="padding-left: 40px;">2. Relations avec la paléopente 363</p> <p style="padding-left: 20px;">B – Conglomérat principal 365</p> <p style="padding-left: 40px;">1. Influence de la paléotopographie 366</p> <p style="padding-left: 40px;">2. Type de réseau fluvial 367</p> <p style="padding-left: 40px;">3. Un modèle de conglomérat de zone intracratonique stable 367</p> <p style="padding-left: 20px;">C – Couches intermédiaires 370</p> <p style="padding-left: 40px;">1. Extension 371</p> <p style="padding-left: 40px;">2. Type de réseau fluvial 372</p> <p style="padding-left: 20px;">D – Grès à Voltzia 372</p> <p style="padding-left: 40px;">1. Extension 372</p> <p style="padding-left: 40px;">2. Sinuosité des chenaux 373</p> <p style="padding-left: 40px;">3. Un faciès de transition fluvio-marin .. 376</p> <p style="padding-left: 40px;">4. Un exemple de divagation fluviale ordonnée 378</p> <p>V – Conclusion générale 381</p> <p><i>BIBLIOGRAPHIE</i> 383</p>
---	---

* Laboratoire de Sédimentologie - Université de Nancy I - Case Officielle 140 - 54037 Nancy Cedex.

ILLUSTRATIONS

Fig. 1. — Esquisse géologique et géomorphologique des Vosges méridionales	308
2. — Coupe synthétique régionale	310
3. — Évolution régionale de la longueur L_5 du plus gros galet de rang 5	314
4. — Hypothèses proposées pour expliquer la décroissance de la taille maximale des galets vers la bordure du bassin	315
5. — Principe de la sommation vectorielle	319
6. — Exemple de distribution normale circulaire à forte variance	319
7. — Déviation des pendages de feuillet sédimentaire, de part et d'autre de la direction du courant, dans les formations fluviales	322
8. — Exemples d'emploi de cible pour la recherche des paléocourants sur stéréogramme des feuillets de stratification oblique	325
9. — Méthode de la « moitié positive »	325
10. — Méthode de « sommation des dispersions »	325
11. — Détermination des paléocourants par cylindrage	326
12. — Évolution des pendages de feuillet le long de coupes diversement orientées dans des faisceaux de stratification oblique arquée	328
13. — Représentation schématique de trois interprétations possibles pour un même affleurement	329
14. — Reconstitution d'un micro-delta dans le Conglomérat principal de Fieusé	330
15. — Disposition schématique des barres transversales dans un bras latéral de la Loire	331
16. — Traitement de mesures directionnelles dans les grès fluviaux cambro-ordoviciens de la région d'Iherir	333
17. — Traitement de mesures directionnelles dans les grès fluviaux pennsylvaniens de Crab Orchard Lake	333
18. — Exemple d'application de la méthode proposée (bissectrice de la dispersion maximale) dans le Buntsandstein moyen du massif de la Serre	334
19. — Exemple de niveau psammitique dans le Grès à Voltzia de Pont-du-Bois	336
20. — Mode de formation d'un niveau psammitique	337
21. — Schéma interprétatif des stratifications dans le Grès vosgien au Saut du Brot	338
22. — Utilisation du niveau de maçon pour déterminer l'orientation des feuillets en surplomb	340
23. — Exemple d'utilisation conjointe de pendages réels et de pendages apparents pour la recherche des paléocourants	341
24. — Reconstitution directe de l'orientation d'un feuillet visible seulement en sections	341
25. — Diagramme utilisé sur le terrain pour le report des pendages de feuillet ; exemple d'application	342
26. — Restitution stéréographique de l'attitude initiale de stratifications obliques dont le basculement tectonique est connu	344
27. — Exemple d'application de la méthode de Shotton	345
28. — Restitution stéréographique de l'attitude initiale de stratifications obliques dont le basculement tectonique est inconnu	346
29. — Recherche des paléocourants dans les Couches intermédiaires d'Offemont	347
30. — Recherche des paléocourants dans le Grès à Voltzia supérieur d'Osenbach	348
31. — Dispersion maximale des azimuts de pendage de feuillet observables à l'échelle de l'affleurement : comparaison des valeurs, fournies par différentes formations, par le test de Kolmogorov - Smirnov	350
32. — Dispersion maximale des azimuts de pendage de feuillet observables à l'échelle de l'affleurement : histogramme de fréquence des valeurs obtenues dans l'ensemble de la série	350
33. — Exemples de dispersions des lignes de plus grande pente des feuillets obtenues dans le Buntsandstein du SW des Vosges	351

Fig. 34. — Dispersion régionale des orientations de feuillet (pôles des normales) présentée sous forme de diagrammes de densité	354
35. — Dispersion régionale des orientations de feuillet (azimuts des pendages) présentée sous forme de diagrammes-compas	355
36. — Dispersion régionale des paléocourants déduits des différents affleurements	355
37. — Origine possible de courants locaux de direction anormale à l'aval d'un obstacle	357
38. — Localisation des mesures de paléocourants dans le Buntsandstein du Sud-Ouest des Vosges	360
39. — Évolution paléogéographique du Buntsandstein du Sud-Ouest des Vosges	361
40. — Modèle de bassin fluvial	364
41. — Une zone mobile intracratonique entre bloc stable et zone préorogénique : le Languedoc au Campanien	368
42. — Modèle de conglomérat fluvial de zone intracratonique stable	368
43. — Principe du lissage des directions de paléocourants par l'emploi des moyennes mobiles	371
44. — Évolution de la dispersion régionale des paléocourants dans différents modèles théoriques de réseau fluvial	374
45. — Exemples de dispersions des paléocourants relatives à des cours d'eau méandriformes	375
46. — Fréquences des écarts à la moyenne « par secteur » des azimuts de paléocourants	376
47. — Orientations comparées des linéations de délit et des stratifications obliques de grande taille dans le Grès à Voltzia	379
48. — Coupe transversale schématique dans des dépôts de divagation fluvial ordonnée en zone stable	380
49. — Coupe transversale schématique dans des dépôts de divagation fluvial ordonnée en zone fortement subsidente	381
Tabl. 1. — Orientation générale des paléocourants dans le Buntsandstein du SW des Vosges obtenue par diverses méthodes	356
2. — Principaux caractères distinctifs des conglomérats de zone mobile et de zone stable	369

RÉSUMÉS

Après avoir montré que, dans la série étudiée, l'évolution régionale de la taille des galets ne permettait pas de retrouver les directions réelles de dispersion des matériaux, cette étude est exclusivement consacrée à la reconstitution des paléocourants à l'aide de l'orientation des feuillets de stratification oblique. Les autres structures et figures directionnelles, qui ont été étudiées parallèlement, seront traitées dans des notes complémentaires.

Un examen critique des différentes méthodes habituellement utilisées dans la recherche des paléocourants (statistiques pures, empiriques et mixtes) aboutit à l'exposé des deux méthodes choisies par l'auteur : l'une (« bissectrice de la dispersion maximale ») ne s'applique qu'aux séries restées subhorizontales, et l'autre (nouvelle) est adaptée aux structures basculées. Les résultats obtenus à différents niveaux d'organisation sont ensuite comparés.

La dernière partie est réservée à l'interprétation paléogéographique de chacune des quatre formations étudiées, en insistant d'une part sur : l'influence de la paléopente régionale et de la morphologie de détail du socle, et d'autre part sur : la reconstitution de la morphologie des chenaux et de l'allure d'ensemble du réseau fluvial. Deux formations présentent un intérêt particulier : le Conglomérat principal permet de proposer un modèle de conglomérat de zone intracratonique stable, tandis que le Grès à Voltzia, qui montre un phénomène de divagation ordonnée, est interprété comme un « faciès de transition fluvio-marin », déposé en bordure de la mer par une hydrodynamique typiquement fluviale.

Palaeocurrents and palaeogeography : example from the Bunter (continental Lower and Middle Triassic) of the southern Vosges area (North-eastern France).

It is proved at first that, in the studied series, regional trends of phenoclasts size decrease do not express the actual dispersal of materials. True palaeocurrents directions are then investigated through large scale cross-

stratifications orientation studies only. Other directional structures and fabrics, the use of which appeared not so efficient, will be treated in further papers.

A critical review of several methods classically used in palaeocurrents research (strictly statistical, empirical, and combined), leads to a description of the two ones chosen by the author : the first applies to horizontal series only («maximum dispersal bisector» method), and the second (original) to tilted structures. The results got for different organization levels are then compared.

The last part is devoted to the paleogeographical interpretation for each of the four formations studied, with more emphasis on : the influence of small scale paleotopography of the basement and regional paleoslope on the one hand, and the reconstitution of channels morphology and general pattern of the fluvial network on the other hand. Two formations present a special interest : the «Conglomérat principal» allows to conceive a model for intracratonic stable area conglomerates, and the «Grès à Voltzia», which shows an autocyclic channel-wandering phenomenon, is considered to be a «fluvio-marine transitional facies», laid down on sea-shore by typically fluvial hydraulics.

I – INTRODUCTION

A – PRÉSENTATION GÉNÉRALE

La connaissance géologique de l'auréole triasique des Vosges méridionales s'est développée, ces dernières années, au fur et à mesure de l'avancement des levés réguliers de la Carte géologique de France au 1/50 000. Au cours de ces travaux, auxquels nous avons participé, ont été relevés maints faits d'observation s'accordant difficilement avec les reconstitutions paléogéographiques antérieures. Nous avons été ainsi conduits, dans le cadre d'une étude d'ensemble du Trias de cette région, à reprendre en détail l'examen de certains problèmes particuliers.

En ce qui concerne la série gréseuse de base (Buntsandstein), l'analyse des paléocourants s'est révélée une des approches sédimentologiques les plus fécondes. Ceci tient pour une grande part aux progrès méthodologiques réalisés dans ce domaine depuis les synthèses de F. Forche (1935) puis de J. Perriau (1961b) sur le Buntsandstein du Nord-Est de la France. La parution de l'ouvrage fondamental de P.E. Potter et F.J. Pettijohn (1963) a marqué en particulier une étape importante, mais les progrès se sont poursuivis, principalement à la lumière des enseignements fournis par l'analyse des modèles de sédimentation actuels, que l'on doit pour une grande part aux géologues anglo-saxons.

Quatre principaux types d'éléments ont été utilisés conjointement dans cette étude de paléocourants : l'orientation des feuillets de stratifications obliques de grande taille, l'évolution régionale de la taille des galets (dispersion apparente), l'orientation des éléments détritiques grossiers (galets et fossiles), et celle de figures directionnelles diverses (chenaux, rides, micro-stratifications obliques, linéations internes, figures de semelle de banc). Seuls les premiers étaient suffisamment répandus, dans toutes les formations de la série, pour permettre des comparaisons tant verticales qu'horizontales. Mais nous avons vainement cherché dans la bibliographie des méthodes parfaitement adaptées à nos besoins, tant pour la simple obtention de «mesures de paléocourants», que pour l'exploitation de ces mesures à des fins paléogéographiques. C'est pourquoi une très large place sera accordée ici aux problèmes méthodologiques, relativement peu développés dans la littérature de langue française.

Parmi les autres éléments analytiques utilisés, une place à part sera réservée à la distribution régionale des galets, qui, utilisée isolément, pourrait conduire à des interprétations divergentes. Quant

aux deux derniers types, ils se sont révélé n'être que d'un intérêt secondaire dans le cas des formations étudiées, et seront délibérément laissés de côté ici ; ils feront l'objet d'articles complémentaires.

Les connaissances antérieures seront rappelées au fur et à mesure des besoins dans le cours de l'exposé, à propos de chaque problème ou de chaque niveau particulier. Les premiers résultats de la présente étude ont été présentés à l'occasion d'une note collective de synthèse sur les modalités de la transgression triasique dans le Nord-Est de la France (Courel *et al.*, 1973).

B – PRESENTATION DE LA REGION ETUDIEE

1 – CADRE GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL

Les Vosges gréseuses méridionales commencent à peu près à la latitude de Bruyères, où la bande d'affleurement des grès du Buntsandstein se réduit localement à quelques kilomètres de large. La série gréseuse y est relativement peu épaisse (moins de 200 m) par suite du biseautage des termes de base qui va se poursuivre en direction du Sud.

Très vite, seule la partie supérieure du Grès vosgien (« Haute-Masse » de J. Perriaux, 1961 a et b) repose directement sur le socle cristallin et cristallophyllien vosgien. Mais, malgré cette réduction de puissance et par le jeu des conditions structurales et topographiques, l'auréole gréseuse s'étale d'abord largement, dans la région boisée que les géographes ont pris l'habitude de désigner sous le nom de *Monts Faucilles*. Allongée à peu près Est-Ouest, elle réalise une transition entre les Hautes-Vosges (Massif des Ballons) et le Plateau de Langres. Cette zone, en limite des bassins hydrographiques de la Mer du Nord et de la Méditerranée, marque les confins des départements des Vosges et de Haute-Saône, qui coïncident avec ceux des anciennes provinces de Lorraine et de Franche-Comté. A l'Ouest la série gréseuse disparaît périclinalement sous la couverture. Vers l'Est elle a été en grande partie décapée par l'érosion glaciaire ; et au-delà de la vallée de la Moselle elle n'est plus guère représentée que par des lambeaux épars sur les crêtes, se rencontrant jusqu'à une altitude supérieure à 1 000 m (Noir Rupt, Rond Faing, Haut-du-Roc).

Dans les Faucilles les pendages sont très faibles, généralement subhorizontaux ; le style tectonique, de type cassant, montre une alternance de horsts et de grabens complexes, de direction diagonale NE-SW, dont l'influence se serait déjà nettement fait sentir dans la sédimentation triasique (Jurain et Perriaux, 1963). Ces éléments apparaissent très clairement dans la morphologie et se manifestent par une série de dorsales boisées et de bassins plus souvent cultivés, localisés sur la figure 1. Le plus important est sans doute le fossé de Bains-les-Bains qui atteint plus de 70 km de long depuis La Chapelle-devant-Bruyères (Vosges) jusqu'au-delà de Jussey (Haute-Saône), pour une largeur moyenne de 8 km et un rejet maximal de l'ordre de 200 m.

Ce style tectonique et morphologique se poursuit vers le SE jusqu'au horst de Luxeuil, qui s'avance en direction des Plateaux de la Haute-Saône. Au-delà, en bordure de la vaste dépression de Lure, la bande d'affleurement des grès du Trias se rétrécit dans la « *Zone des Étangs* », dont la morphologie est profondément marquée par l'influence des glaciations quaternaires. La retombée sud-ouest du massif vosgien y est assez brutale, et l'on passe rapidement d'une plaine ondulée, couverte de moraines, où le sommet du Buntsandstein affleure parcimonieusement, à des plateaux de Culm sur lesquels ne subsistent que des lambeaux de la base de la série. A des altitudes modestes, ces derniers prennent parfois la forme d'entablements à versants très abrupts (« Sigles » de la région de Melisey) ; alors que les rares témoins situés entre 800 et 1100 m (La Bravouse) affleurent dans d'assez mauvaises conditions.

En périphérie de l'extrémité méridionale des Vosges, constituée par le bassin permo-houiller de Giromagny - Ronchamp et les petits massifs dévono-dinantien qui forment sa bordure sud (Massifs

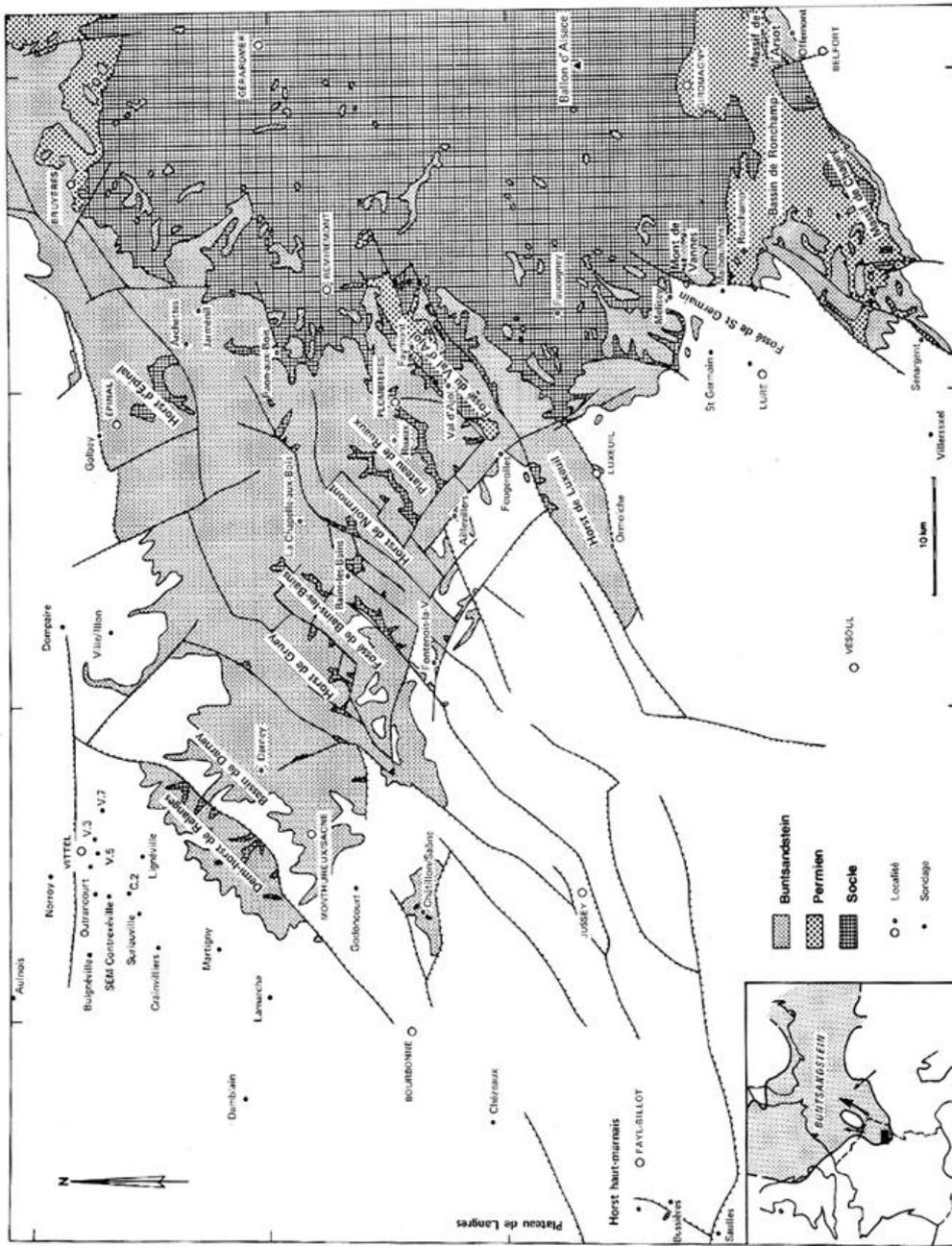


Fig. 1. — Esquisse géologique et géomorphologique des Vosges méridionales.
 Les amorces sur les bords du cadre correspondent aux limites des feuilles de la Carte géologique de France au 1/50 000.

de Chagey, du Salbert et de l'Arsoy), l'auréole gréseuse triasique forme un ensemble de collines boisées d'altitude moyenne (500 à 600 m). Elle est également assez limitée, en particulier sur le versant oriental, où les pendages s'accroissent pour atteindre une trentaine de degrés dans la région de Belfort.

Les pendages élevés sont aussi presque de règle sur *le versant alsacien*, dans les collines sous-vosgiennes. En dehors du champ de fractures le plus septentrional, celui de Guebwiller, où l'ensemble du Trias est représenté, le Buntsandstein n'affleure, de manière très discontinue, que dans les minuscules champs de fractures de Lauw et de Vieux-Thann.

2 – CADRE STRATIGRAPHIQUE

La stratigraphie du Buntsandstein du Nord-Est de la France est, dans l'ensemble, bien connue depuis les travaux de J. Perriaux (1961b, 1963a), qui a minutieusement décrit les différentes unités d'une échelle homogène pour toutes les Vosges et les régions frontalières septentrionales. Dans la partie méridionale certains points sont cependant restés relativement obscurs jusqu'à une date récente et méritent quelques précisions.

— A l'extrémité sud du massif, et plus particulièrement dans la Forêt de l'Arsoy au NE de Belfort, vient s'intercaler, entre le Permien argilo-silteux rouge et le Conglomérat principal, un ensemble gréseux peu coloré et peu induré, qui peut atteindre une quinzaine de mètres d'épaisseur. Des bancs de grès fins, à stratification horizontale et lentilles argileuses, y alternent avec des grès grossiers à petits galets de quartz, peu usés, et de roches cristallines et cristallophylliennes diverses. La présence fréquente d'indices d'éolisation très nets sur les galets nous incite à placer cet ensemble, parfois attribué au Permien (Théobald, 1959, p. 117), dans le Buntsandstein moyen. Mais la nature et la forme des éléments détritiques grossiers trahissent une origine différente de celle du Grès vosgien et du Conglomérat principal auxquels il a également été assimilé (Perriaux, 1961b, p. 51). Nous proposons de désigner cette formation originale sous le nom de *Grès de l'Arsoy* ; le stratotype peut en être pris dans les fossés du Fort du Mont Rudolphe, Feuille de Belfort 1-2, coordonnées Lambert II : x = 940,625, y = 307,150.

— Des *Grès à dragées de quartz* ont été signalés à partir de 1960 (Jacoulet *et al.*) tout au long de la retombée méridionale des Vosges. D'abord considérés comme un équivalent latéral du Poudingue de Sainte Odile ou Conglomérat principal (Théobald et Laugier, 1963, p. 66)⁽¹⁾, ils ont ensuite été identifiés aux Couches intermédiaires inférieures (Rangheard et Théobald, 1973, p. 38). Le terme ayant été appliqué en fait, selon les endroits, à des niveaux appartenant tantôt à l'une tantôt à l'autre de ces deux formations, il serait préférable d'en abandonner l'usage.

— La seule formation du Buntsandstein qui puisse être datée paléontologiquement : le *Grès à Voltzia*, est hétérochrone (Durand et Jurain, 1969). Les faciès caractéristiques du Muschelkalk inférieur définis dans le Nord de la Lorraine se retrouvent, avec un développement comparable, en périphérie de l'extrémité méridionale des Vosges : bassin de Lure (Glangeaud *et al.*, 1957), région de Saulnot (Buffard, 1968). Dans les Monts Faucilles par contre, les Couches rouges, argileuses, du Muschelkalk moyen reposent en général directement sur le Grès à Voltzia, qui livre alors de place en place, et dès sa base comme à Ruaux, des faunes marines anisiennes identiques à celles du Muschelkalk inférieur. La mise en évidence du passage latéral du Grès à Voltzia des Faucilles au Muschelkalk inférieur des régions voisines a des implications paléogéographiques importantes, et notre étude de paléocourants, pour être complète, aurait dû s'étendre aux deux faciès ; la rareté et la très mauvaise qualité des affleurements du second ne l'ont cependant pas permis.

(1) Ce qui a parfois conduit à placer la Zone-limite violette au sommet du Grès vosgien («Grès à cornaline»), ou même dans certains cas à la décrire comme du Permien.

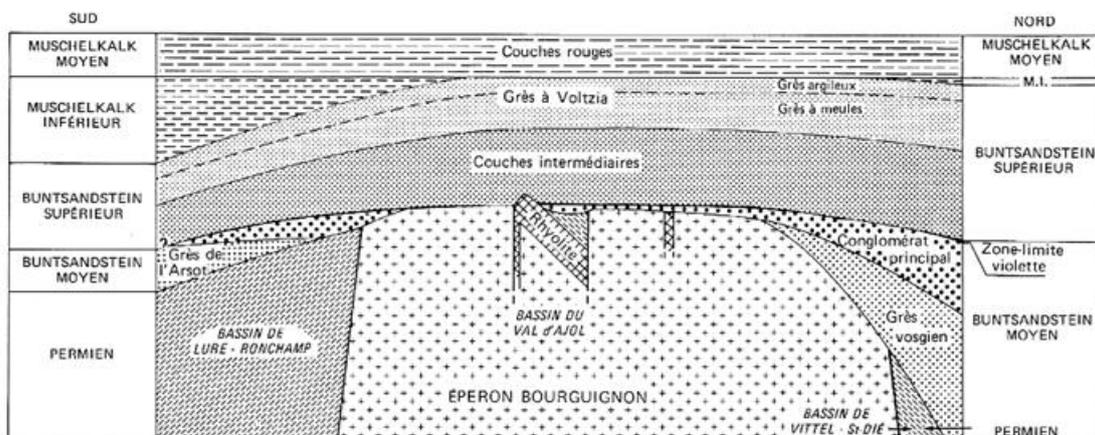


Fig. 2. — Coupe synthétique régionale.

Les relations entre les différentes unités lithostratigraphiques de la région étudiée sont très schématiquement présentées par la figure 2. Celle-ci montre principalement le rôle joué, dans la répartition des faciès, par une structure tardihercynienne majeure, essentiellement constituée de terrains cristallins et cristallophylliens, qui sépare deux groupes de fosses permienne : l'un lorrain et l'autre franc-comtois. Cette structure, dont l'axe ne coïncide pas exactement avec celui du Seuil morvano-vosgien actuel (Horst haut-marnais), se relevait progressivement depuis la Forêt Noire centrale (*Oberreinische Hauptschwelle*) jusqu'au Morvan, c'est pourquoi nous avons proposé de la désigner sous le nom d'Eperon bourguignon (Courel *et al.*, 1973).

II — DISTRIBUTION DES GALETS

Une des plus anciennes méthodes de détermination des paléocourants à l'échelle d'un bassin continental consiste à rechercher la direction et le sens de l'amenuisement des éléments détritiques grossiers. C'est d'ailleurs parfois la seule utilisable dans certains conglomérats intensément indurés ou affectés par la tectonique.

Elle sera traitée en priorité pour deux raisons : d'abord parce que, faisant appel à l'évolution régionale d'une variable scalaire, elle diffère de toutes les autres qui s'attachent à des propriétés vectorielles locales, et ensuite parce que les résultats qu'elle a fournis dans le secteur étudié n'ont pu être interprétés sans le secours de ces autres méthodes.

A — PRINCIPE

1 — Enseignement des formations actuelles.

Il est d'observation courante que, le long d'un même cours d'eau, la granulométrie des alluvions tend généralement à décroître, assez régulièrement, de l'amont vers l'aval. Et en première approxima-

tion, le poids moyen P des galets rencontrés en un point serait lié au poids moyen initial P_0 des fragments disponibles dans la zone nourricière et à la distance de transport d selon la fonction exponentielle décroissante, dite «Loi de Sternberg» (Barrell, 1925, p. 328) :

$$P = P_0 \cdot e^{-ad}$$

où a est une constante caractéristique du cours d'eau en question (1).

Ce phénomène, attribué autrefois à l'usure progressive des matériaux détritiques (Sternberg, 1875, p. 486-487), est en fait dû, avant tout, à des effets de triage (Pettijohn, 1957, p. 528-542 ; Tricart, 1957), en relation assez étroite avec l'évolution du profil en long (Blissenbach, 1952), mais dont les modalités sont encore imparfaitement comprises (Scheidegger, 1970, p. 220-227). Toutefois, quels que soient les mécanismes mis en jeu, la loi de Sternberg devrait permettre, dans un tronçon de vallée actuellement non fonctionnel, de retrouver le sens de l'écoulement responsable du dépôt des alluvions, et même d'évaluer l'éloignement de la zone nourricière.

2 – Application aux formations anciennes.

Les épandages détritiques anciens ne sont que très rarement localisés dans une vallée : leur géométrie globale n'est plus essentiellement unidimensionnelle, mais au moins bidimensionnelle. Non seulement l'allongement de l'ensemble sédimentaire lui-même ne reflète pas nécessairement la direction de transport (cas de nombreuses formations de piémont), mais l'allongement de la zone affleurante n'est le plus souvent que la conséquence d'une tectonique et d'une érosion postérieures au dépôt.

Il est cependant classiquement admis que les gradients d'évolution, matérialisés par les normales aux isoplèthes de la taille des galets, donnent une image assez fidèle de la dispersion des matériaux par les paléocourants (Potter et Pettijohn, 1963, p. 201). Il s'agit en fait d'une vue théorique (Pettijohn, 1957, p. 533), mais qui a trouvé maintes confirmations, notamment dans des cadres paléogéographiques de type plaine côtière (Pelletier, 1958, fig. 16 ; Yeakel, 1962, fig. 17). Les auteurs cités ont d'ailleurs pu utiliser la loi de Sternberg pour tenter de localiser la bordure amont du bassin. Des anomalies locales ont cependant été signalées dans des formations de plaines intracontinentales (Schlee, 1957b, fig. 13 et p. 1385).

En ce qui concerne le Conglomérat principal du Buntsandstein lorrain, c'est M.A. Braconnier (1883, p. 102) qui semble avoir été le premier à attirer l'attention sur la signification paléogéographique de la taille des galets. Il remarqua, le long du versant occidental des Vosges, une nette diminution de taille depuis la Haute-Saône jusqu'à la frontière sarroise et conclut à une mise en place par «un très grand fleuve, coulant du Sud au Nord». Les travaux plus étendus et plus précis de F. Forche (1935, fig. 8), puis de J. Perriaux (1961b, fig. 19) ont localisé les plus gros éléments à l'extrémité sud-ouest de la zone d'affleurement : près de Darney (Vosges). Ils ont montré d'autre part une décroissance relativement lente depuis cette région vers le Nord-Est et l'Est, mais plus rapide vers le Sud-Est.

Les remarques que nous avons pu effectuer lors du lever de la feuille de Plombières, puis de Remiremont, auxquelles sont venues s'ajouter celles de Y. Rangheard et N. Théobald (1973), laissaient cependant supposer, dans le Sud des Vosges, une évolution plus complexe que ce simple amenuisement vers le Sud-Est. Mais pour resserrer la maille d'observation, il était nécessaire de choisir une méthode d'évaluation de la «grossièreté» de la formation qui soit applicable aux conditions d'affleurement les plus défavorables, et suffisamment rapide, tout en donnant des résultats aussi représentatifs que possible.

(1) On retrouve une relation du même type si la taille est exprimée en diamètre plutôt qu'en poids.

B — CHOIX D'UNE METHODE DE MESURE

Si la détermination d'une granulométrie moyenne est relativement simple dans les formations sableuses, elle pose par contre des problèmes d'échantillonnage sérieux dans les formations grossières. Mais il existe heureusement, dans beaucoup d'épandages fluviaux, une corrélation linéaire assez nette entre la taille moyenne et la taille maximale des phénoclastes, d'un accès plus aisé (Kurk, *in* Pettijohn, 1957, p. 249). C'est pourquoi, dans la plupart des études paléogéographiques, il est possible de substituer l'une à l'autre (Pelletier, 1958, p. 1056).

Dans certains cours d'eau actuels cependant, la décroissance de la moyenne granulométrique vers l'aval n'est due qu'à une raréfaction des éléments les plus grossiers, dont la taille reste par contre relativement constante (Picard et High, 1973, p. 214). Une évolution de ce type semble liée à une compétence dépassant fréquemment celle que nécessiterait, pour leur déplacement, la taille des matériaux disponibles. Elle a plus de chance de se produire vers l'amont du réseau fluvial que dans le bassin proprement dit, et la probabilité d'en rencontrer des exemples fossiles paraît donc faible.

Parmi les différentes méthodes qui ont été proposées pour définir une «taille maximale pratique», la plus satisfaisante sur le plan théorique est sans conteste celle du «centile», mise au point par J. Tricart et A. Cailleux (1953), et reprise dans leur ouvrage synthétique sur les procédés d'étude des formations détritiques (Cailleux et Tricart, 1959, p. 142). Son emploi est malheureusement très vite limité par une trop faible extension des affleurements si les galets sont de grande taille. D'autre part, dans la plupart des cas rencontrés, les galets ne sont ni entièrement dégagés de leur gangue, ni cassés selon le plan d'observation, ce qui laisse une grande part de subjectivité dans la mesure de dimensions «apparentes».

La modification proposée par J. Perriaux (1961b, p. 139), pour l'identification du «plus gros galet moyen», rencontre les mêmes difficultés d'application. Elle conserve en outre à peu près la même relative complexité de mise en œuvre que la méthode précédente, mais non une rigueur comparable :

La taille du plus gros galet *présent* dans un secteur donné est indépendante des conditions d'échantillonnage. Mais la taille du plus gros galet *observé* sur un affleurement de ce secteur a de grandes chances de dépendre des dimensions de l'affleurement. En choisissant, pour la recherche du «plus gros galet moyen», une surface proportionnelle à celle du plus gros galet observé, on accentue encore la distorsion due à une insuffisance d'exposition. Bien que plus simple, l'emploi d'une surface constante (par exemple 10 m²), centrée sur le plus gros galet, donnerait un résultat plus représentatif.

En se contentant de reconnaître, sans précaution d'échantillonnage, le plus gros galet de chaque affleurement, et en retenant la moyenne de ses trois dimensions, Forche avait déjà abouti à un schéma sensiblement identique à celui obtenu par J. Perriaux. Ce procédé possède le grand avantage d'être applicable même sur des déblais de carrière dont le front de taille a disparu, sur des éboulis ou sur des colluvions, ce qui permet d'étendre la surface d'investigation ⁽¹⁾.

C'est pourquoi nous l'avons adopté, en lui apportant cependant deux légères modifications :

— En ne mesurant que la plus grande dimension (L) il est souvent possible de prendre en compte des galets incomplètement dégagés, ou même simplement l'alvéole laissée par le déchaussement d'un galet.

— En ne retenant parmi les plus gros galets, rangés en ordre décroissant, que la dimension (L₅) du galet de rang 5, on atténue dans une certaine mesure l'influence de la taille de l'affleurement. L'expérience montre en effet que la fréquence augmente extrêmement vite quand la taille diminue ;

(1) L'utilisation, très courante par les géologues anglo-saxons, de la moyenne des grands axes des 10 plus gros galets présente le même avantage.

ainsi un vaste affleurement donnera par exemple les longueurs suivantes : 25 - 23 - 22 - 22 - 21 - 21 - 21 - 21 - 20 cm, alors que dans le même secteur, mais sur une surface plus réduite, on pourra obtenir pour les cinq plus gros galets : 23 - 22 - 21 - 21 - 21 cm.

Pour la collecte des mesures, chaque secteur à étudier a été choisi au départ au vu des cartes géologiques. Sur le terrain, lorsqu'il n'y existait aucun affleurement important bien défini, la recherche des plus gros galets a porté sur l'ensemble du secteur ; lorsqu'il présentait plusieurs affleurements, seul le plus vaste a été échantillonné.

Pour le report des L_5 sur carte (fig. 3), celles-ci ont été regroupées en 9 classes, d'intervalle 2 cm, entre 6,5 et 24,5 cm. Lorsqu'une valeur coïncidait avec une limite de classe, elle a été arrondie par excès ou par défaut selon qu'elle se rapprochait plus de celle correspondant au 4e ou au 6e galet.

La validité du procédé est attestée par une bonne reproductibilité sur un affleurement donné, par les faibles différences obtenues entre affleurements peu éloignés, même d'extension sensiblement différente, et par la mise en évidence de variations progressives sans qu'il soit nécessaire de procéder à un lissage par moyennes mobiles.

C - RÉSULTATS

Les galets d'origine lointaine rencontrés dans le Grès vosgien ou les Couches intermédiaires ne se présentent qu'en passées fugaces, dont la répartition et la granulométrie sont apparemment très capricieuses. C'est pourquoi l'évolution géographique de la taille des galets n'a été systématiquement suivie que dans le Conglomérat principal.

Les résultats, qui sont résumés par la figure 3, tout en confirmant l'amenuisement global vers l'Est signalé par les travaux antérieurs, montrent, par suite du resserrement de la maille, que ce phénomène est très lent : les éléments les plus grossiers ne sont pas étroitement localisés à l'Ouest de Darney, mais se rencontrent jusque dans les environs d'Épinal. Et à l'échelle de la région étudiée, tout au long des quelque 70 km séparant les affleurements les plus occidentaux des derniers lambeaux les plus orientaux, isolés sur le socle vosgien, c'est du Nord au Sud que la décroissance de la taille maximale des galets est la plus sensible. Il semble en outre se dessiner deux domaines relativement différents : à l'Ouest de Plombières cette évolution est particulièrement régulière, alors qu'elle est assez nettement perturbée par des variations locales vers l'Est.

Interprétée de manière classique, l'évolution régionale ainsi mise en évidence laisserait supposer des apports d'origine essentiellement septentrionale, ce qui serait en complète contradiction avec les connaissances acquises sur le reste du bassin, dont la zone centrale est manifestement située plus au Nord. Trois hypothèses, illustrées par la figure 4, peuvent être envisagées pour tenter d'expliquer la diminution de taille des plus gros galets tandis que l'on se rapproche de la bordure du bassin.

Pour J. Perriaux (1961b, p. 198), le matériel proviendrait de la marge méridionale du bassin, au Sud-Ouest de Darney, c'est-à-dire en gros de l'actuel seuil morvano-vosgien. L'anomalie ne pourrait être alors qu'apparente : chaque décharge détritique présentant une évolution normalement décroissante vers l'aval, mais les apports s'affinant au fur et à mesure du comblement du bassin par suite du recul des zones nourricières : fig. 4b. Mais dans cette hypothèse le Conglomérat principal devrait montrer, en chaque localité, une dérive granulométrique positive et assez régulière, ce qui n'est pas le cas, sauf peut-être dans la partie tout à fait supérieure de la formation (Perriaux, 1961b, p. 126 et 147).

Pour F. Forche (1935), les matériaux auraient une origine un peu plus lointaine, au Nord-Ouest (p. 49) ou à l'Ouest (p. 52), probablement entre les hautes vallées de la Meuse et de la Marne. Les paléocourants auraient donc longé la bordure méridionale de bassin, qui n'aurait pas elle-même joué de rôle nourricier. Si cette interprétation se révélait exacte, elle confirmerait, s'il en était encore besoin (Perriaux, 1961b, p. 140 et 149 ; Dal Cin, 1968, p. 1094), que les variations de taille des

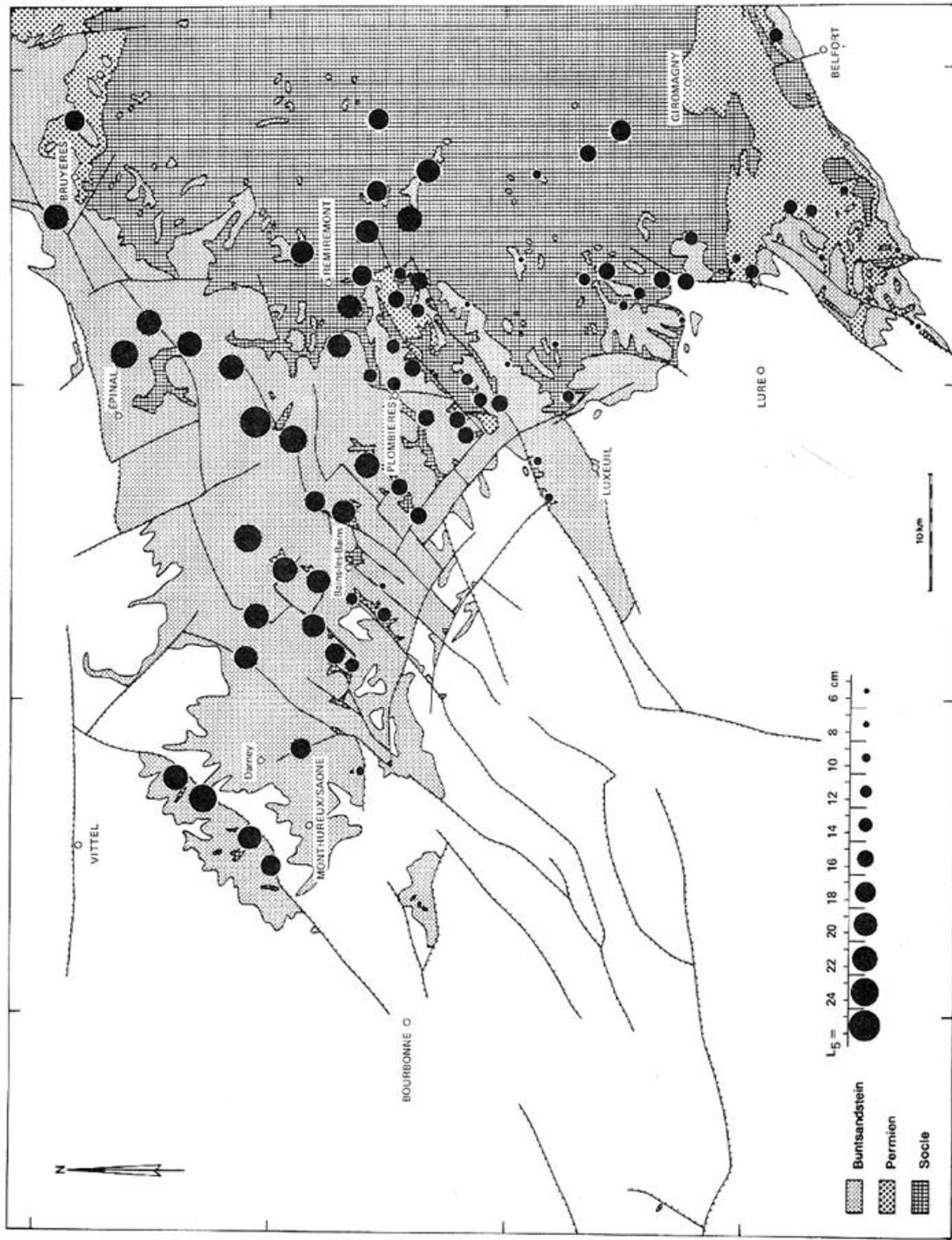


Fig. 3. — Évolution régionale de la longueur L₅ du plus gros galeat de rang 5.

galets — et en particulier des galets siliceux — déposés en différents points d'un bassin dépendent essentiellement d'une sélection et non de l'usure ou de la fragmentation. En effet, seule une diminution de la compétence des courants à l'approche des marges du domaine de sédimentation serait alors susceptible d'expliquer la disposition observée, et ceci par le jeu de deux mécanismes différents :

— soit une multiplication des branches (Tricart, 1959, p. 790) d'un réseau distributif s'accroissant au fur et à mesure de l'élargissement du bassin au cours de chaque phase «transgressive» (fig. 4c) ;

— soit une simple migration latérale (Crouzel, 1957, fig. 60, p. 233) ayant pour conséquence un allongement du cours et par-là même une diminution de la pente moyenne (fig. 4d).

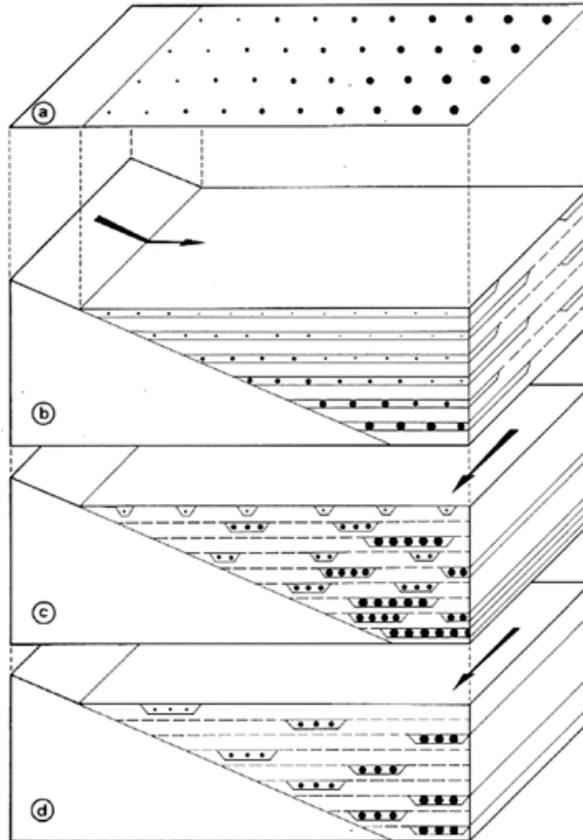


Fig. 4. — Hypothèses proposées pour expliquer la décroissance de la taille maximale des galets vers la bordure du bassin.

- 4a — Aspect cartographique.
- 4b — Paléocourants (flèche) perpendiculaires aux marges.
- 4c — Paléocourants parallèles aux marges et multiplication des branches du réseau hydrographique.
- 4d — Paléocourants parallèles aux marges et migration latérale d'une branche unique.

Chaque plan horizontal représente une surface isochrone, et il n'est pas tenu compte des relations géométriques entre les différentes unités de sédimentation.

Dans le premier cas, on devrait retrouver une dérive positive, mais surtout sensible au niveau des bancs les moins grossiers, et moins régulière que précédemment : les phases d'étalement du réseau fluvial pouvant alterner avec des périodes d'écoulement plus concentré.

La dernière solution paraît particulièrement vraisemblable puisque, dans la moitié occidentale du bassin germanique, les principaux courants du Buntsandstein convergeaient finalement vers le Nord de l'Allemagne (Wurster, 1964b, fig. 51 ; Leggewie *et al.*, 1977, fig. 1). Mais il n'est pas exclu *a priori* d'envisager l'intervention simultanée des deux mécanismes.

D – CONCLUSION

L'exemple du Conglomérat principal montre que, lorsque les gradients d'évolution granulométrique d'une nappe de cailloutis fluvial présentent des intensités différentes selon les directions, ceux-ci ne traduisent probablement pas les directions de dispersion réelle des matériaux :

– Ils ne sont pas nécessairement le reflet d'un *système unique de paléocourants* stables et hiérarchisés, tel que celui proposé par J. Perriaux (1961, p. 140 et 143) : avec un « courant principal » indiqué par le gradient le plus faible, et des « courants secondaires » divergents, de compétence rapidement affaiblie, correspondant aux gradients les plus forts.

– Ils résultent plus vraisemblablement de l'*interférence des différents stades d'évolution successifs* du réseau hydrographique, chacun de ces derniers présentant sa géométrie et ses caractéristiques hydrodynamiques propres.

Dans ces conditions, seules des méthodes ponctuelles de reconstitution des paléocourants, comme celles qui sont fondées sur l'étude des propriétés vectorielles des structures sédimentaires, sont à même d'indiquer les directions réelles de dispersion des matériaux détritiques.

Il y a lieu de remarquer d'autre part que, même en étudiant l'évolution de la taille des galets le long des directions obtenues par de telles méthodes, la loi de Sternberg, établie pour un cours d'eau donné à un temps donné, ne serait toujours pas applicable pour la localisation de la zone nourricière.

III – STRATIFICATIONS OBLIQUES

A – APPROCHE METHODOLOGIQUE

Dans les séries fluviales anciennes, les stratifications obliques sont les structures directionnelles les plus abondantes, et par-là même ce sont, de loin, les plus utilisées. La grande variabilité de leur taille et de leur forme, ainsi que la diversité des conditions d'observation, sont à l'origine d'un nombre relativement élevé de méthodes d'étude.

Pour la simple recherche de la direction générale des apports dans un bassin, le choix du procédé a peu d'importance. Mais plus la reconstitution paléogéographique envisagée sera fine, plus celui-ci influencera sur la validité des résultats obtenus.

C'est pourquoi il a paru indispensable de procéder à l'examen critique des différentes méthodes proposées dans la littérature, afin de déterminer celle qui serait susceptible de s'adapter au mieux à la résolution des problèmes posés par le Buntsandstein du Sud-Ouest des Vosges, compte tenu de ses caractéristiques propres.

1 - PROBLEME D'ECHELLE

Il est relativement rare de déterminer directement la direction des paléocourants à partir de stratifications obliques. Ce n'est en effet possible que si l'on dispose d'affleurements subhorizontaux suffisamment étendus pour reconnaître, par simple visée, l'axe des faisceaux en auge (*trough cross-bedding*).

Lorsque la surface d'observation est réduite, on peut être conduit à travailler sur des structures mineures telles que les «micro-stratifications obliques». Cependant dans la série étudiée, celles-ci sont non seulement rarissimes, mais peuvent prêter à confusion⁽¹⁾. Il y a d'ailleurs lieu de préciser que, malgré quelques observations contraires (High et Picard, 1974, p. 163), les directions qui sont déduites de telles structures divergent très souvent, plus ou moins largement, de celles des structures de grande taille. D'après les informations recueillies, tant dans les cours d'eau actuels (Coleman, 1969, tabl. VII⁽²⁾ ; Williams et Rust, 1969, fig. 26) que dans des séries fluviatiles anciennes (Wurster, 1963, fig. 1 ; 1964b, fig. 26 - 36 ; Palain, 1966, p. 280 ; 1970a, p. 202 et fig. 2a), cette divergence n'est que de l'ordre de 20° en moyenne, mais peut atteindre parfois près de 90°.

J.R.L. Allen (1966) a justement attiré l'attention sur l'importance hiérarchique des différentes structures directionnelles. Plus on s'abaisse dans cette hiérarchie, plus la dispersion de l'ensemble des mesures augmente. Et à chaque point d'observation, même si l'homogénéité de nombreux résultats reste le plus souvent forte, la valeur centrale correspondante a de plus en plus de chance de s'écarter de la direction cherchée, qui est avant tout celle des structures de premier ordre : chenaux et même, si possible, thalwegs.

Il est donc nécessaire de travailler indirectement, à partir des mesures individuelles de direction et de pendage des différents feuillets accessibles dans les grandes structures. Le problème qui se pose alors est celui du choix de la méthode de traitement des données : l'expérience montre que, selon les techniques utilisées, les résultats obtenus par plusieurs géologues sur le même affleurement peuvent différer assez nettement. Mais les méthodes les plus laborieuses, ou celles qui demandent le plus grand nombre de mesures, donnent-elles les résultats les plus significatifs ?

2 - METHODES STATISTIQUES PURES

Les méthodes statistiques pures exploitent les données angulaires brutes de terrain sans tenir compte de la forme des structures sédimentaires. Appliquées pour la première fois de façon extensive par R. Brinkmann (1933) à propos du Buntsandstein allemand, puis par F. Forche (1935) au Buntsandstein du Nord-Est de la France, elles sont systématiquement utilisées par les chercheurs anglo-saxons modernes.

(1) Les faisceaux de stratification oblique de petite taille sont en principe définis par une épaisseur inférieure à 4 cm (Allen, 1968). Le terme de «microstratification oblique» est restreint par l'usage à une figure particulière que présentent certains de ces faisceaux dans les joints de stratification majeure. Mais la même figure peut être l'expression de deux structures différentes : *Nu-cross-stratification* (Allen, 1963b) ou *pseudo rib-and-furrow* (Picard et High, 1964), orientées à 90° l'une de l'autre sous l'effet d'un même paléocourant.

(2) Cet auteur ne précise pas si ces «*cross-bedding measurements*» représentent des pendages de feuillet ou des axes de cuiller. Mais le module extrêmement élevé de la résultante vectorielle à chaque station (>99 % dans plus de la moitié des cas), joint à la faible variabilité entre stations, plaide nettement pour la seconde hypothèse.

Toutes reposent, plus ou moins implicitement, sur le postulat suivant : c'est dans la direction et le sens du courant dominant que les feuillets de stratification oblique ont le plus de chance de pendre, et les écarts de part et d'autre de cette orientation sont purement aléatoires.

Après une rapide revue des techniques mathématiques qui sont à la fois les plus rigoureuses et les plus simples, nous envisagerons la question de la validité de leur application aux problèmes sédimentologiques posés.

a - L'OUTIL MATHÉMATIQUE

Bien que les orientations de feuillet soient des données tridimensionnelles, presque tous les auteurs s'accordent, pour des raisons de commodité, à n'effectuer de calculs qu'en statistique bidimensionnelle. Chaque feuillet est alors caractérisé par l'azimut de sa ligne de plus grande pente, ou mieux : par un vecteur de module unitaire et de même azimut.

Toutefois, il est avantageux, pour l'interprétation, de disposer au moins d'une représentation de la dispersion réelle, tridimensionnelle, des feuillets. Ceci peut être obtenu par la réalisation de diagrammes de densité en projection stéréographique équiariale (fig. 17) (1).

Les calculs statistiques permettent principalement : de connaître la direction d'orientation préférentielle, de quantifier le degré de dispersion des données autour de cette direction, et de déterminer dans quelle mesure ce degré d'orientation préférentielle peut ne pas être dû aux simples aléas d'un échantillonnage dans une distribution uniforme. En outre, il est parfois utile, devant un seul échantillon bi- ou poly-modal, de savoir si ce résultat peut être imputé effectivement à un mélange de populations, ou au contraire, devant deux ou plusieurs échantillons, de savoir s'ils ont des chances d'être extraits de la même population, et s'ils peuvent donc être traités simultanément.

1 - Direction d'orientation préférentielle.

La moyenne arithmétique a souvent été utilisée autrefois comme direction d'orientation préférentielle. Mais la statistique linéaire s'applique mal aux données directionnelles, et lorsque celles-ci sont réparties de part et d'autre de l'origine, il en résulte un certain nombre de pièges (2), qui ne peuvent être évités par un artifice de calcul que si la dispersion n'est pas trop grande (Chayes, 1954 ; Potter et Pettijohn, 1963, p. 264-265). Il est donc nécessaire de faire appel à la somme vectorielle (*vector mean*) des azimuts, qui est l'équivalent de la moyenne pour une distribution circulaire.

La méthode vectorielle, déjà préconisée par E. Noël (1905b, p. 86) pour l'étude de l'orientation des galets du Trias lorrain, puis par P. Reiche (1938) pour l'étude des stratifications obliques, a été étudiée en détail par J.R. Curray (1956). Les premiers auteurs utilisaient une résolution graphique, rappelée en figure 5, qui permet de comprendre le principe du calcul. L'azimut O_R du vecteur résultant est donné par la formule :

$$\operatorname{tg} \theta_R = a/b, \text{ où } a = \sum n_i \cdot \sin \theta_i \text{ et } b = \sum n_i \cdot \cos \theta_i,$$

avec n_i = effectif de classe et θ_i = azimut médian de la classe ; les signes de a et b permettant de choisir entre les deux azimuts diamétralement opposés possibles.

Le groupement des données en classes d'amplitude raisonnable (10 à 30°) permet de présenter les mesures sous forme d'un diagramme-rose (fig. 16), et de faciliter les calculs tout en influant peu sur le résultat.

(1) Les techniques classiques de la projection stéréographique normale et de la projection équiariale sont décrites en détail dans de nombreux ouvrages de géologie structurale, notamment par F.C. Phillips (1960), J. Henry (1976), P. Vialon *et al.* (1976). Dans toutes les figures, comme dans le texte, nous avons adopté systématiquement la convention de projection sur l'hémisphère supérieur.

(2) A titre d'exemples extrêmes : la moyenne arithmétique de 40° et 320° est 180°, alors que la direction préférentielle est 0°. La moyenne de 0° - 90° - 180° - 270° est 135°, et celle de 360° - 90° - 180° - 270° est 225°, alors que dans les deux cas il s'agit de la même distribution, qui ne présente d'ailleurs aucune orientation préférentielle !

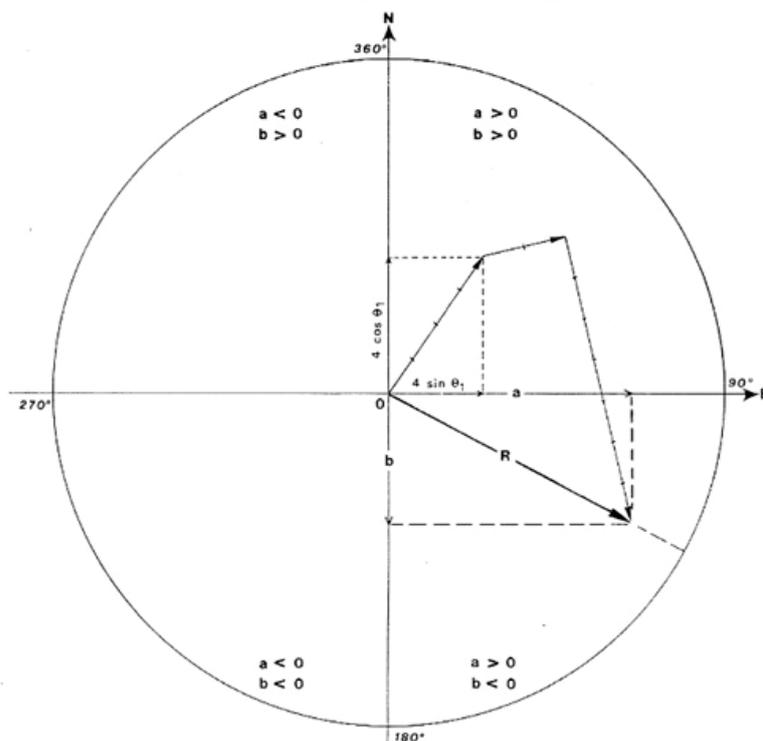


Fig. 5. — Principe de la sommation vectorielle.

Les vecteurs unitaires, correspondant chacun à une mesure d'azimut, sont portés bout à bout. La résultante est représentée par le vecteur joignant l'origine à l'extrémité de la ligne brisée ainsi obtenue.

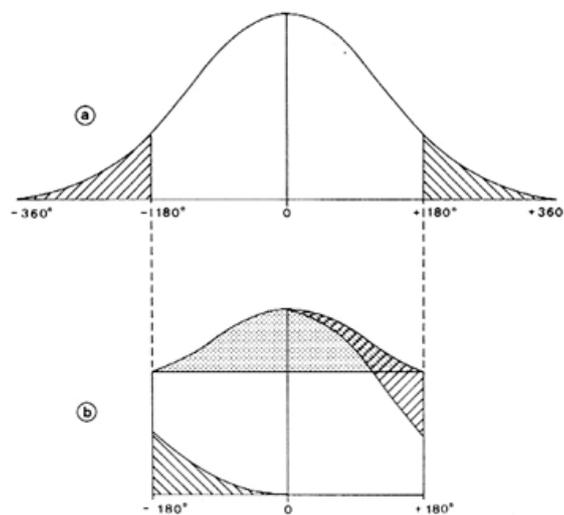


Fig. 6. — Exemple de distribution normale circulaire à forte variance (d'après Curaray, 1956, fig. 1).

La distribution circulaire b provient de l'«enroulement» sur elle-même (*wrapping*) de la distribution normale linéaire a , et possède donc la même déviation standard : $\sigma_T = 120^\circ$. Mais en pratique, la déviation standard de b ne peut être calculée qu'à partir de la portion figurée en grisé : $\sigma_C = 96,8^\circ$.

2 – Paramètres de dispersion.

La déviation standard, ou l'écart-type, comme la variance, est un paramètre de dispersion issu lui aussi de la statistique linéaire. Il présente, comme la moyenne, l'inconvénient de dépendre du choix de l'origine (Chayes, 1954), mais de plus, quand la dispersion dépasse 360° (fig. 6), sa valeur calculée ($> 60^\circ$) devient systématiquement inférieure à la valeur réelle, pour tendre vers la valeur limite de 104° (Curry, 1956, fig. 2).

Ne présentant pas ces inconvénients, et étant plus rapide à calculer, le meilleur paramètre de dispersion est le module R du vecteur résultant, pondéré par le nombre total de mesures ($R/\sum n_i =$ *consistency ratio* de P. Reiche, 1938 ; *vector strength* de T.A. Jones, 1968), ou exprimé en pourcentage : $L = 100 R/\sum n_i$.

Toujours d'après la figure 5, le module du vecteur résultant est donné par la formule :

$$R = \sqrt{a^2 + b^2} = \sqrt{(\sum n_i \sin \theta_i)^2 + (\sum n_i \cos \theta_i)^2}$$

Si l'on tient vraiment à exprimer la dispersion par la déviation standard, J.R. Curry conseille d'effectuer le calcul en prenant le vecteur résultant comme origine, et propose un graphique pour retrouver la valeur réelle à partir de la valeur calculée lorsque celle-ci dépasse 60° .

3 – Comparaison à la distribution uniforme.

Parmi les divers tests de comparaison à la distribution uniforme, celui dont l'emploi est le plus aisé est celui dit «de Rayleigh». Il suffit en effet de reporter le module du vecteur résultant sur l'abaque proposé par J.R. Curry (1956, fig. 4) pour connaître, à partir du nombre de mesures, le seuil de probabilité à partir duquel l'orientation préférentielle observée peut être obtenue par pure chance.

4 – Représentativité des modes.

Pour la recherche de la représentativité des modes d'une distribution bi- ou polymodale, W.F. Tanner (1955, p. 2474) a préconisé une méthode particulièrement pratique : après groupement des données en classes de 30 ou 45° , et leur report sur un diagramme-compas (fig. 35), sont calculées la moyenne arithmétique et la déviation standard des effectifs de classe. Toute classe dont l'effectif est supérieur à la somme de la moyenne et de la déviation standard est considérée comme partie intégrante d'un mode significatif, et noircie sur le diagramme. Les classes dont l'effectif est inférieur à la différence de ces valeurs sont jugées significativement déficitaires et laissées en blanc ; les autres sont grisées. La comparaison visuelle entre les différents diagrammes d'une même région reste ensuite un problème essentiellement subjectif, mais permet souvent de comprendre des paléogéographies relativement complexes.

5 – Comparaison d'échantillons.

Les tests d'équivalence de deux échantillons sont utilisés non seulement pour comparer les azimuts de pendage de feuillets provenant de localités différentes, mais aussi pour comparer ces orientations avec celles d'autres structures que l'on suppose être du même ordre hiérarchique. Lorsque les données sont rares pour chaque type de structure, il est en effet avantageux de pouvoir traiter l'ensemble comme une seule population. Le test de Kolmogorov - Smirnov présente les avantages, sur les tests plus classiques de Student ou du «chi-deux», de s'appliquer à une distribution quelconque, et quels que soient les effectifs de classe. La résolution de ce test, essentiellement graphique

puisqu'elle repose sur la comparaison des histogrammes cumulatifs des deux échantillons (fig. 31), est précisée entre autres par L.R. High et M.D. Picard (1971, p. 24).

b - VALIDITÉ DE L'OUTIL

La résultante vectorielle des azimuts de pendage sédimentaire ne peut être considérée comme une bonne estimation de l'orientation des paléocourants que si ces azimuts sont distribués selon la loi dite normale circulaire, ou au moins selon une loi symétrique.

Ceci semble être la règle dans les environnements dominés par l'influence des marées (Wurster, 1958, fig. 27), et assez fréquent dans l'environnement deltaïque (Agterberg *et al.*, 1967, fig. 2). En domaine purement continental, le seul cas où l'hypothèse soit vérifiée, tant à l'affleurement qu'à l'échelle régionale, est celui de certaines dunes éoliennes, de type *barkhane* (Almeida, 1953, fig. 4 ; Poole, 1964, p. 400 ; Runcorn, 1964), ou de type transversal (Yaalon et Laronne, 1971, fig. 4). Alors que dans les dunes longitudinales (*seifs*), la moyenne vectorielle locale peut s'écarter jusqu'à environ 60° de la direction du vent (Shotton, *in* Runcorn, 1964, p. 420).

Mais bien peu d'auteurs, travaillant sur des formations fluviales, ont essayé de contrôler l'ajustement des distributions observées à cette loi de répartition. Ce problème doit être envisagé à deux échelles différentes :

1 - A l'échelle de l'affleurement.

Le simple examen des très nombreux histogrammes circulaires présentés dans la littérature (exemples variés dans Beuf *et al.*, 1971 ; voir aussi fig. 16 ci-dessous) montre que, au moins à l'échelle de l'affleurement, les distributions sont souvent dissymétriques, unimodales ou bimodales. Ceci entraîne une divergence entre la somme vectorielle des azimuts des feuillets rencontrés dans les grands corps sableux à allure chenalisante et l'allongement de ces corps (Tanner, 1959, fig. 2-3). Une telle divergence a parfois été rapportée à l'existence de méandres (Wright, 1959, fig. 1 ; Gall, 1971a, p. 165). Dans d'autres cas elle a été attribuée à la succession de deux environnements différents : l'un assurant le creusement du chenal, l'autre son comblement (Wilson, 1948 ; Bluck et Kelling, 1963).

Pourtant pareille « anomalie » se retrouve presque systématiquement lors de l'étude des dépôts de cours d'eau à chenaux en tresse (*braided rivers*)⁽¹⁾, ou peu sinueux, et à l'abri de toute influence marine perturbatrice. Dans ces conditions, les causes doivent en être recherchées au niveau du mode d'échantillonnage d'une part, et de la géométrie même des structures sédimentaires fluviales courantes d'autre part :

- Il est en effet aisé de démontrer, sur l'exemple idéal simple d'un faisceau de stratification oblique en auge *symétrique*, que les principaux types de dispersion habituellement rencontrés peuvent être obtenus en faisant varier le principe de collecte des mesures (Niehoff, 1958, fig. 13, p. 275-276). En conséquence, la valeur de la déviation standard (ou celle du *consistency ratio*) n'a de signification que si ce processus est entièrement précisé, le vecteur résultant ne peut être assuré qu'au quart de quadrant, et les tests de comparaison à la distribution uniforme ne sont pas applicables (Chambre syndicale de la Recherche du Pétrole, 1966, fig. 189, p. 259-260). En outre, R.H. Dott a montré (1973) que les difficultés d'application directe des méthodes statistiques pures aux pendages des feuillets pouvaient être encore plus grandes sur des exemples concrets que dans le modèle théorique.

- Cependant, les travaux minutieux de P. Wurster (1958) ont révélé que, même lorsque les mesures sont multipliées sur un même affleurement selon une maille régulière, il n'est généralement

(1) A la suite de S.A. Schumm (1968, p. 1580), puis de S. Beuf *et al.* (1971, p. 181), nous pensons qu'il y a lieu de réserver le qualificatif de « *braided* » ou « en tresse » à l'allure d'un lit majeur, et celui de « *anastomosing* » à l'allure de tout un réseau fluvial.

pas possible de retrouver la symétrie monoclinique présumée : le diagramme de densité obtenu montre nettement un mode (ou deux modes inégaux) à environ 45° de la direction réelle du courant (fig. 7a à 7d), ce qui traduit une symétrie essentiellement triclinique énantiomorphe (tantôt gauche, tantôt droite ⁽¹⁾), caractéristique semble-t-il des dépôts d'origine fluviatile, tant modernes qu'anciens. Ainsi, quelles que soient les précautions d'échantillonnage, la résultante vectorielle calculée n'indiquera qu'une direction intermédiaire entre celle de l'orientation préférentielle des pendages de feuillet et celle des paléocourants dominants.

2 - A l'échelle régionale.

Lorsque les mesures portant sur l'ensemble d'une région, ou tout au moins sur plusieurs affleurements, sont traitées simultanément, et de quelque manière qu'aient été collectées les données à chaque station, les artefacts relatifs au mode d'échantillonnage peuvent s'effacer en grande partie, parce que les affleurements sont presque toujours nécessairement répartis selon une grille de hasard.

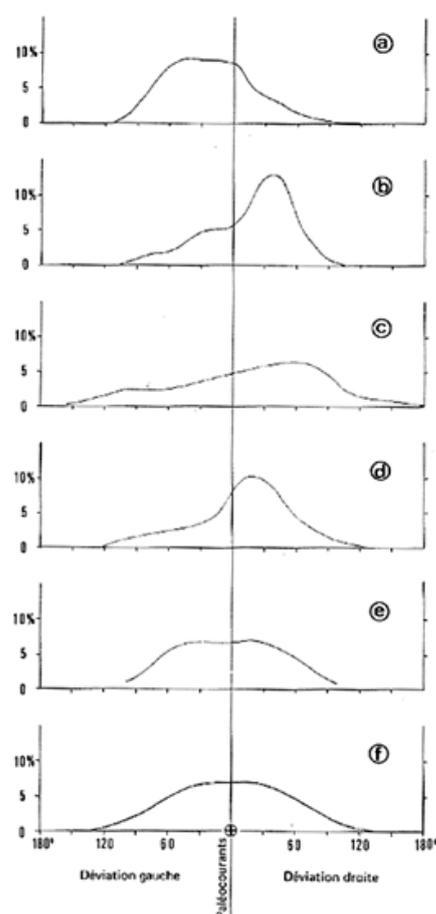


Fig. 7. - Déviation des pendages de feuillet sédimentaire, de part et d'autre de la direction du courant, dans les formations fluviatiles (d'après Wurster, 1958, fig. 16b à 20b, et 25b).

7a à 7d - Dispersion des données d'un seul affleurement (a : Carbonifère de la Ruhr, 635 mesures ; - b : Buntsandstein, 548 mesures ; - c : Quaternaire ancien, 318 mesures ; - d : Terrasse du Rhin, 401 mesures).

7e - Dispersion des données en provenance de trois affleurements différents d'une seule formation (Grès à Roseaux, 2534 mesures).

7f - Dispersion moyenne résultant de la combinaison des données de nombreux affleurements (plus de 5000 mesures).

La direction du courant a été déterminée soit directement, grâce aux structures de petite taille, soit indirectement à partir du nuage formé par les pôles des feuillets : cette direction coïncide avec l'axe de symétrie bilatérale de l'enveloppe du nuage (voir fig. 8a).

(1) Quand le mode des pôles de feuillets tombe à gauche de la direction du courant sur ses diagrammes de densité, établis à partir de l'hémisphère inférieur, P. Wurster considère par convention que l'excentricité du corps sédimentaire est «gauche». Mais cette disposition signifie que les feuillets sont déviés vers la droite du courant, c'est pourquoi nous préférons parler alors d'excentricité «droite».

D'autre part, la combinaison des structures, à excentricité gauche et à excentricité droite, a généralement tendance à conférer aux diagrammes de densité une symétrie monoclinique, avec deux modes d'importance sensiblement identique de part et d'autre d'un plan de symétrie parallèle au courant, ou même un seul mode étalé en «fer à cheval» transversalement au courant (fig. 17). Les courbes de dispersion des pendages sédimentaires autour de la direction du courant ont ainsi tendance à devenir symétriques (fig. 7e-f), mais avec un sommet beaucoup plus aplati que celui d'une courbe gaussienne de même variance («excès négatif» de R. Brinkmann, 1933 ; forme «en bouclier» de P. Wurster, 1958).

Ces deux remarques permettent de comprendre pourquoi, malgré les difficultés signalées au niveau de l'affleurement, les moyennes vectorielles établies à grande échelle, par exemple à celle de toute une formation, coïncident très souvent assez bien avec la direction générale de transport (voir par ex. Potter et Pettijohn, 1963, fig. 4-9 et 7-7).

3 – Conséquences.

Le traitement des mesures individuelles d'orientation de *feuillets sédimentaires* par la statistique angulaire ne peut donner des résultats représentatifs de la direction moyenne du courant que si les mesures sont à la fois nombreuses, réparties au hasard, et disséminées sur de nombreuses structures sédimentaires :

Alors que, pour les structures où les azimuts de pendage obéissent à la loi normale circulaire, une cinquantaine de mesures est suffisante (Poole, 1964), le nombre de mesures nécessaire le plus couramment admis pour les formations fluviales est de l'ordre de la centaine. Mais F. Forche (1935) en a souvent utilisé entre 100 et 200 ; c'est d'ailleurs ce que recommandent O.B. Raup et A.T. Miesch (1957, tabl. 1) lorsque la dispersion approche la valeur, très courante, de 180°.

Pour être à peu près sûr d'échantillonner au hasard, il est très généralement conseillé de ne mesurer qu'un seul feuillet par faisceau (Potter et Olson, 1954 ; Hoyt, 1971). Il peut être avantageux de choisir le plus incliné car c'est pour ce type de feuillet que la dispersion est la plus faible.

Lorsque les conditions d'affleurement sont excellentes, la surface minimale à explorer dépend essentiellement de la taille des structures sédimentaires : dans le Grès à Roseaux du Keuper allemand, la courbe de dispersion (fig. 7e) provenant du mélange des données de trois fronts de taille voisins, longs chacun de 20 m environ, se rapproche déjà beaucoup de la courbe idéale (fig. 7f) obtenue par combinaison de l'ensemble des données réunies par Wurster sur des formations fluviales variées. Dans certains grès pennsylvaniens de l'Illinois, une surface d'environ 1 hectare permet d'obtenir une distribution symétrique (fig. 17), mais dans les grès cambro-ordoviciens du Tassili des Ajers, une surface de 1 km² est encore insuffisante (fig. 16).

La conjonction de ces trois impératifs conduit à définir pour chaque formation, en fonction de la qualité et de la densité des affleurements disponibles, la taille d'une «*maille de sommation*» minimale à partir de laquelle il est raisonnable de rassembler les mesures pour en calculer la résultante vectorielle.

Lorsque les conditions d'observation sont aussi mauvaises que dans la région dont nous avons effectué l'étude, cette maille atteint rapidement plusieurs dizaines de kilomètres-carrés. C'est alors qu'apparaissent deux inconvénients majeurs de la méthode : d'une part il est impossible de déceler des déviations locales anormales des courants. D'autre part il se produit un mélange des dispersions, liées à la forme des structures sédimentaires et à la fluctuation des directions de courant, qui nuit à l'interprétation du type de cours d'eau responsable du dépôt ⁽¹⁾.

R.W. Doty et J.F. Hubert (1962) ont conclu à l'existence de méandres, dans le Grès de Warrensburg (Pennsylvanie de l'Illinois), au vu de la dispersion relativement forte des 80 mesures d'orientation de feuillet qu'ils ont

(1) De toute manière, dans l'état actuel des connaissances, il est toujours délicat de vouloir préciser l'environnement de dépôt d'après les seuls paramètres de dispersion des orientations de feuillet, car, dans les travaux pouvant servir de référence, les conditions d'échantillonnage sont presque toujours insuffisamment précisées, et les orientations de feuillet ont souvent été mélangées à celles de structures d'ordre supérieur. Le problème est discuté par P.E. Potter et F.J. Pettijohn (1963, p. 86-89).

effectuées sur cette formation. Pour les 20 affleurements étudiés, régulièrement espacés sur une centaine de kilomètres, ils ont calculé la moyenne vectorielle locale ; et la diversité des résultats obtenus semblerait confirmer leur hypothèse. Mais, comme à chaque station n'ont été prélevées en tout que 4 mesures (dans deux faisceaux quelconques de chacune des 2 unités de sédimentation prises au hasard), il est bien évident que l'affleurement ne saurait être considéré comme « maille de sommation minimale », et que les directions trouvées ont donc peu de chance d'être celles des paléocourants locaux.

Il en résulte que la même formation pourrait aussi bien être interprétée comme un dépôt de cours d'eau en tresse, où la divagation des directions de courant est au contraire faible, mais dont les structures sédimentaires sont caractérisées par une forte dispersion des directions de feuillet (Ore, 1964, p. 13 ; Smith, 1972, fig. 12 et 13).

Cet exemple montre que, sur le plan purement géologique, il n'est pas justifié de procéder par plusieurs « étages » dans le traitement statistique, en identifiant les « composantes de la variance » (Potter et Olson, 1954) à différents niveaux d'organisation, si les données ne sont que des orientations de feuillet de stratification oblique (Wurster, 1958, p. 354). C'est à partir des orientations de structures complètes, ou de groupements de structures, que l'opération peut être fructueuse (Miall, 1974).

4 – Conclusion.

La statistique vectorielle ne convient pas à la recherche des paléocourants à partir des seules orientations de feuillet. Elle n'en reste pas moins un outil incomparable pour l'étude des orientations des structures linéaires que sont, par exemple, les cannelures d'érosion, les allongements de galet ou les axes des faisceaux de stratification en auge. C'est pourquoi les directions de paléocourant doivent être déterminées à l'aide de méthodes mieux adaptées, mais peuvent être comparées valablement par l'emploi des techniques statistiques ; ce que nous avons effectué pour les quatre formations étudiées.

3 – MÉTHODES EMPIRIQUES

A la différence des précédentes, dont la rigueur est souvent illusoire, les méthodes empiriques essaient de tenir le plus grand compte de la géométrie des structures sédimentaires. Ce sont, elles aussi, des méthodes statistiques, mais qui restent délibérément dans le domaine qualitatif. Bien que relativement variées, elles peuvent être réunies en deux groupes principaux selon le type de démarche utilisée : les unes s'intéressent plus à la dispersion des mesures qu'à leur concentration, et peuvent se ramener à l'utilisation d'une cible ; les autres font avant tout appel à la notion de cylindre structural.

a – MÉTHODE DE LA CIBLE

A partir des diagrammes de densité établis sur des affleurements où les paléocourants sont parfaitement connus et homogènes, il est possible de tracer, pour chaque type génétique de dépôt, une cible (*contour-mask*, *Gefüge-Maske*) donnant la forme moyenne du nuage des pôles de feuillet, et sa disposition par rapport aux paléocourants. P. Wurster (1964 a et b) et K.W. Glennie (1970) ont réalisé et utilisé de telles cibles pour les formations fluviales et éoliennes respectivement (fig. 8). G. Perrin (1975, fig. 6) a proposé d'autre part des stéréogrammes théoriques pour les structures de type « progradation », de type « chenal », et de type « chenal avec remplissage par progradation », qui peuvent être employés comme cible.

Pour déterminer l'orientation des paléocourants sur un nouvel affleurement, il suffira, après avoir reporté tous les pôles de feuillet sur canevas stéréographique ⁽¹⁾, de faire coïncider au mieux

(1) Lorsqu'il n'y a pas de problème de basculement tectonique, il est bien plus pratique de travailler sur canevas stéréographique polaire que sur canevas de Wulff. D'autre part, si la cible a été établie en projection équivalente, il est indispensable de la redessiner.

le nuage obtenu avec la cible. Si les pôles sont très dispersés, et même s'ils sont très peu nombreux, le résultat peut être connu avec une excellente précision. Ce n'est pas le cas lorsque les pôles sont groupés, mais il est alors aisé de définir graphiquement l'intervalle de confiance (Wurster, 1964b, fig. 6).

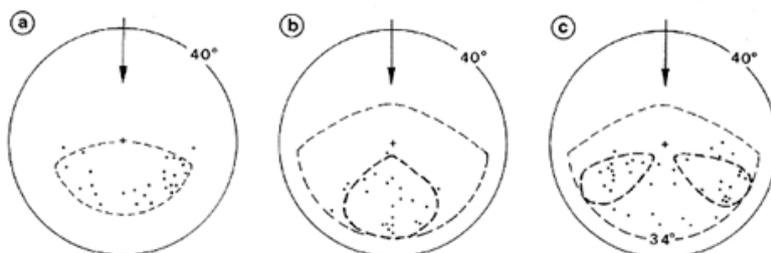


Fig. 8. — Exemples d'emploi de cible pour la recherche des paléocourants sur stéréogramme des feuillettes de stratification oblique.

- 8a — Stratification oblique arquée fluviale (d'après Wurster, 1964a, fig. 3B).
- 8b — Dune éolienne de type barchane (d'après Glennie, 1970 fig. 68).
- 8c — Dune éolienne de type seif (*ibid.*).

La flèche indique la direction et le sens des paléocourants. Les contours en gras correspondent aux zones de plus forte concentration.

Pour les formations fluviales, la cible peut se schématiser par un demi-cercle de même centre que le diagramme, de rayon angulaire voisin de l'angle limite de dépôt, et dont l'axe de symétrie matérialise la direction du courant. La méthode est alors sensiblement identique à celle de la «moitié positive» de W.F. Tanner (fig. 9), et se rapproche beaucoup, dans son principe sinon sa mise en œuvre, de la «somme des dispersions» de Niehoff (fig. 10), mais elle a l'avantage de tenir compte de l'inclinaison des feuillettes. Cette dernière caractéristique sera utilisée plus loin pour la résolution du problème en terrain basculé.

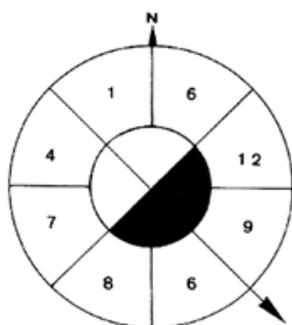


Fig. 9. — Méthode de la «moitié positive» (d'après Tanner, 1955, fig. 1).

Dans chaque secteur est indiqué le nombre d'azimuts de pendage de feuillet observé. La «moitié positive», en noir, est constituée de toutes les classes dont l'effectif est supérieur à celui de la classe diamétralement opposée. La direction des paléocourants est donnée par l'axe de symétrie de la figure.

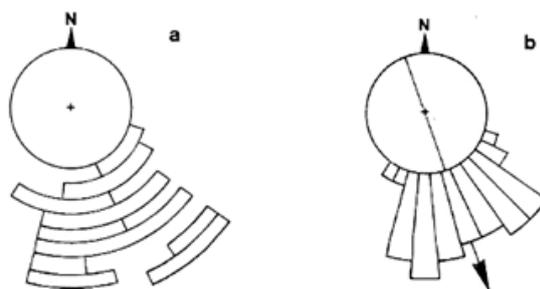


Fig. 10. — Méthode de «somme des dispersions» (d'après Niehoff, 1958, fig. 14).

En (a), la dispersion maximale des azimuts de pendage de feuillet dans chaque faisceau de stratification, ou dans chaque groupement de faisceaux, est représentée par un arc de couronne d'épaisseur constante. La direction des paléocourants est donnée par l'axe de symétrie de l'histogramme circulaire (b), obtenu par somme des éléments figurés en (a).

b - MÉTHODE PAR CYLINDRAGE

D'après l'étude d'affleurements variés, G. Perrin (1975) a montré que les surfaces de délit entre feuillets de stratification oblique pouvaient être assimilées, au moins localement, à des surfaces dites cylindriques ou réglées. Dans les structures en gouttière (fig. 11a), les pôles de feuillet

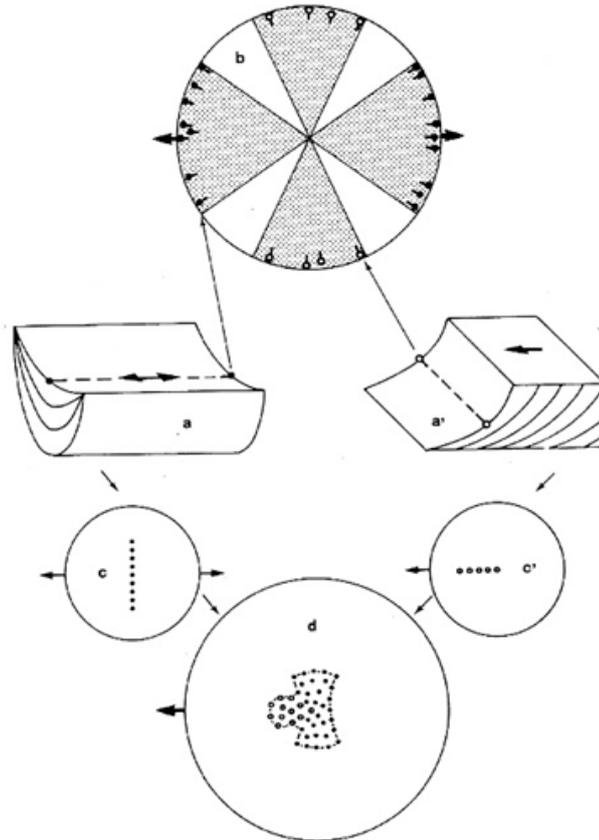


Fig. 11. - Détermination des paléocourants par cylindrage (d'après Perrin, 1975, fig. 4 et 15).

11a - Schéma d'une structure en gouttière.

11a' - Schéma d'une structure de progradation.

11b - Stéréogramme de l'ensemble des axes de zone d'un affleurement. L'angle d'ouverture des secteurs en grisé correspond à la dispersion maximale des axes.

11c - Pôles des feuillets dans une structure en gouttière isolée.

11c' - Pôles des feuillets dans une structure de progradation isolée.

11d - Stéréogramme de l'ensemble des feuillets d'un affleurement.

Les flèches indiquent les orientations de paléocourant déduites.

sont répartis de part et d'autre du centre du stéréogramme, et les axes de zone sont sensiblement parallèles au courant. La bissectrice de l'angle de dispersion maximale de ces axes peut être considérée comme la direction moyenne de l'écoulement. Dans les structures de progradation (fig. 11a'), les pôles de feuillet sont toujours décalés du même côté (indiquant ainsi le sens du courant), et les axes seraient plus ou moins perpendiculaires à l'écoulement.

Cette méthode est plus laborieuse que la précédente, pour un résultat identique, si l'on ne recherche que l'orientation des paléocourants. Mais elle permet en outre de comprendre le mode de mise en place des différentes unités sédimentaires, même en l'absence de coupes dans les trois dimensions : mise au point essentiellement pour l'interprétation des pendagemétries de sondage, elle pourrait également rendre des services en géologie de surface, par exemple sur les grands fronts de taille unidirectionnels du versant alsacien des Vosges.

4 — MÉTHODES MIXTES

Il peut paraître assez séduisant de sérier les problèmes en déterminant d'abord l'orientation de chaque structure sédimentaire de grande taille, par la méthode empirique la mieux adaptée à son type morphologique, et en ne traitant ensuite, par des méthodes statistiques, que les résultats ainsi obtenus.

C'est une démarche voisine qu'a adoptée J. Perriaux (1961b, p. 167-179) à propos des Vosges gréseuses. Il a ainsi distingué, sur chaque affleurement, une « stratification oblique » (stratification oblique tabulaire) et une « stratification entrecroisée » (stratification oblique arquée)⁽¹⁾, puis établi, pour chacune d'elles, une ou plusieurs moyennes selon le nombre de directions dominantes. Ce dernier procédé présente l'inconvénient de rendre l'interprétation statistique à l'échelle régionale assez délicate, puisque l'on dispose souvent, pour un même affleurement, de trois ou quatre directions de paléocourant d'importances inégales, mais non pondérables.

a — PRINCIPE DES MESURES

Il est d'usage de considérer que la direction des paléocourants ayant déposé une unité de *stratification oblique tabulaire* est donnée directement par la valeur centrale des différentes orientations des feuillets qui la composent. La dispersion étant toujours très faible, au moins à l'échelle de l'affleurement, cette valeur peut être aussi bien la bissectrice de l'écart maximal, la moyenne arithmétique ou la résultante vectorielle.

Dans un faisceau de *stratification oblique arquée*, on cherche au contraire à déterminer l'axe d'allongement de la structure : soit en prenant l'orientation des feuillets au centre de la lentille (Perriaux, 1961b, p. 167 et fig. 26), soit en recherchant un axe de zone sur canevas de Wulff.

L'usage de ces deux techniques est discutable. Dans la première, la mesure est prise sur les feuillets les moins pentés, c'est-à-dire ceux dont la direction est déterminée avec le moins de précision, et serait la plus affectée par un éventuel basculement tectonique, même très léger. Quant à la seconde, elle n'est applicable ni aux têtes de faisceau, ni à certain type de faisceau (fig. 12) ; lorsqu'elle l'est, son utilité n'est claire qu'en terrain basculé, puisqu'en série horizontale, le résultat recherché est donné directement par les directions des feuillets, sensiblement identiques sur les deux flancs.

Le problème de l'emploi d'une méthode mixte n'est cependant pas aussi simple qu'il apparaît au premier abord, car il se heurte en pratique à un certain nombre de difficultés relatives à la recon-

(1) Ce sont respectivement les *planar-* et *trough-cross-stratification* de la terminologie anglo-saxonne (McKee et Weir, 1953, p. 387).

naissance des types morphologiques auxquels appartiennent les structures observées d'une part, et à la manière dont s'orientent les structures naturelles par rapport aux courants d'autre part.

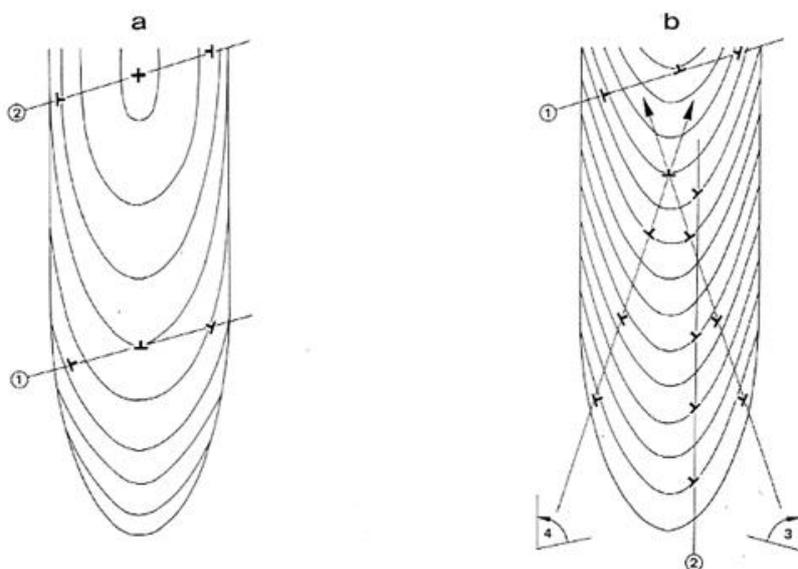


Fig. 12. — Évolution des pendages de feuillet le long de coupes diversement orientées dans des faisceaux de stratification oblique arquée.

12a — Faisceau - en principe isolé - provenant du remplissage d'une gouttière préexistante.

A l'amont (section a1), les joints entre feuillets, en parabolioïde, sont discordants sur les limites du faisceau.

Vers l'aval (section a2), les feuillets ont tendance à devenir parallèles aux bords du faisceau, et peuvent être assimilés à des surfaces réglées.

12b — Faisceau extrait d'un groupement résultant de la migration d'un train de rides à crête discontinue.

Les différents joints ayant tous la même forme en parabolioïde, il n'est pas possible, même à l'aval de la structure (section b1), de les assimiler à des surfaces réglées.

Une section (b2) parallèle à l'axe d'allongement du faisceau montre, à altitude constante, des pendages identiques.

Le long d'une section oblique, et lorsqu'on se déplace depuis l'extrémité amont vers l'aval : si les pendages virent à droite (section b3), c'est que l'axe s'écarte du front de taille vers la droite ; s'ils virent à gauche (section b4), c'est que l'axe s'écarte vers la gauche (d'après Niehoff, 1958, fig. 12).

b — RECONNAISSANCE DU TYPE MORPHOLOGIQUE DES STRUCTURES

Leurs principes d'interprétation étant très différents, il est fondamental de ne pas confondre, au départ, les deux types de structure : tabulaire et arqué. Les confusions éventuelles ne dépendent pas seulement des possibilités d'observer les stratifications en trois dimensions (Perriaux, 1961b, p. 167), mais aussi pour une grande part, des dimensions de l'affleurement par rapport à celles des faisceaux.

En ce qui concerne le premier point, il y a lieu de remarquer que les pendages apparents sur deux fronts de taille sensiblement perpendiculaires ne peuvent donner une image tridimensionnelle sans ambiguïté que si l'un d'eux est presque parallèle au courant de dépôt (Potter et Pettijohn, 1963,

p. 72 ⁽¹⁾. Communément il n'en est pas ainsi, ce qui peut entraîner, en cas de mauvaise interprétation, une erreur de l'ordre de 45° sur la direction du courant (fig. 13 b-c).

Cette condition nécessaire n'est pas suffisante : les structures doivent en outre être largement exposées. Ainsi, sur un affleurement trop exigü, l'examen d'un faisceau de stratification oblique arquée, même interprété comme tel, peut laisser dans certains cas une large incertitude (jusqu'à 90°) sur l'orientation des paléocourants (fig. 13 c-d).

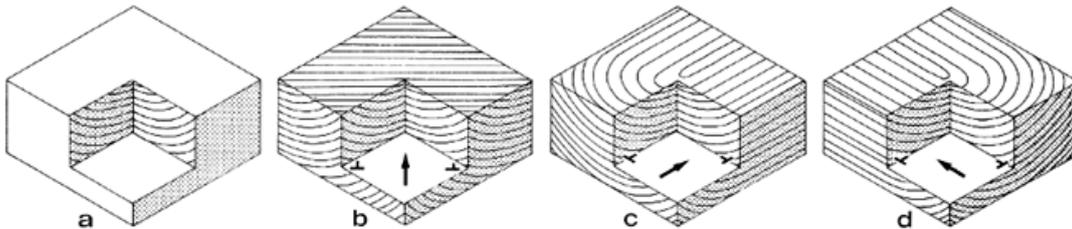


Fig. 13. — Représentation schématique de trois interprétations possibles pour un même affleurement.

Exemple inspiré par un faisceau de grande taille (puissance 1,5 m), isolé au sein de stratifications horizontales, exposé en 1973 dans une carrière de Grès à Voltzia au Magny-Jobert (Haute-Saône).

13a — Affleurement en dièdre.

13b — Interprétation en faisceau de stratification oblique tabulaire.

13c et 13d — Interprétations en faisceau de stratification oblique arquée.

La flèche indique l'orientation de paléocourant déduite. Dans l'exemple original, en fonction des autres structures directionnelles en présence (linéations de délit), la solution la plus vraisemblable était très voisine de l'interprétation c.

Mais en revanche, la taille des affleurements influence sur la distinction entre stratifications obliques tabulaire et arquée (Pettijohn *et al.*, 1972, p. 108). Lorsqu'on dispose de surfaces d'observation particulièrement étendues dans des faisceaux à base sensiblement horizontale, typiquement tabulaires à l'échelle habituelle, les traces horizontales des feuillets apparaissent très souvent arquées. Et il semble bien qu'il existe toutes sortes de formes de transition («*semi tabular sets*» de J.H.J. Terwindt, 1971) entre les deux termes extrêmes classiques (Potter et Siever, 1956, fig. 3 ; Fahrig, 1961, p. 22 ; Stewart, 1961, p. 129 ; Potter et Pettijohn, 1963, p. 71 et fig. 4.4 ; Conolly, 1965). Deux affleurements réduits, situés de part et d'autre de la large structure en auge (plus de 50 m) cartographiée par le dernier auteur dans le Trias australien, seraient couramment interprétés comme des tronçons de faisceau tabulaire ; ce qui conduirait à admettre, à tort, l'existence de paléocourants disposés pratiquement à angle droit dans la série décrite.

c — ORIENTATION DES STRUCTURES PAR RAPPORT AUX COURANTS

Les travaux récents sur les formations fluviales, tant actuelles qu'anciennes, montrent que, si l'axe d'un faisceau de stratification oblique arquée peut être considéré comme un bon indicateur de l'orientation du courant, il n'en est généralement pas de même du pendage moyen dans un faisceau donné de stratification oblique tabulaire (High et Picard, 1974) ⁽²⁾. Le plus souvent en effet, le

(1) Niehoff (1958) a montré que, dans un faisceau de stratification oblique arquée, lorsque le front de taille n'est pas rigoureusement parallèle à la direction de transport, il est possible d'évaluer, au moins qualitativement, l'angle de déviation par l'étude de l'évolution des pendages (fig. 12b, sections 3 et 4).

(2) Le cas du Grès de Homewood (Carbonifère supérieur de Pennsylvanie), étudié par L.D. Meckel (1967), où la dispersion de l'ensemble des azimuts de feuillet, dans les stratifications obliques tabulaires, est unimodale symétrique, avec un module de résultante vectorielle voisin de 92 %, peut être considéré comme tout à fait exceptionnel.

mode de formation d'une telle structure ne correspond ni au fonctionnement d'un «micro-delta», tel que ceux obtenus en laboratoire par E.D. McKee (1957) et A.V. Jopling (1965b), ni à la migration de rides à crête continue plus ou moins perpendiculaires au courant (Allen, 1963a), telles qu'en ont observé E.W. Lane et E.W. Eden (1940) dans le Mississippi, ainsi que J.L. Harms *et al.* (1963, p. 576) dans la Red River. Il semble bien que ce dernier mécanisme ne devienne dominant qu'en environnement de marée (Boersma, 1969 ; Gellatly, 1970). En milieu fluvial au contraire, les différentes formes dont la structure interne correspond à la notion de faisceau tabulaire se disposent par rapport aux courants de manières variées.

— Même dans l'hypothèse deltaïque, adoptée par J. Perriaux (1961b, p. 169), la direction de courant déduite serait peu sûre : parce que les micro-deltas naturels ont un contour nettement convexe d'une part — c'est d'ailleurs un critère de reconnaissance —, mais surtout parce qu'ils se forment par comblement de laisses en fin de décrue, et que ce remplissage est plus orienté par la topographie locale de fond de lit que par l'allongement du chenal majeur (Rust, 1972, fig. 14B ; Bluck, 1974, p. 534 et fig. 2 ; Singh et Kumar, 1974, fig. 8). Le mécanisme deltaïque reste cependant exceptionnel dans la genèse des stratifications obliques fluviales (Potter et Pettijohn, 1963, p. 103), et un seul cas typique a pu être relevé sur l'ensemble de la région étudiée (fig. 14).

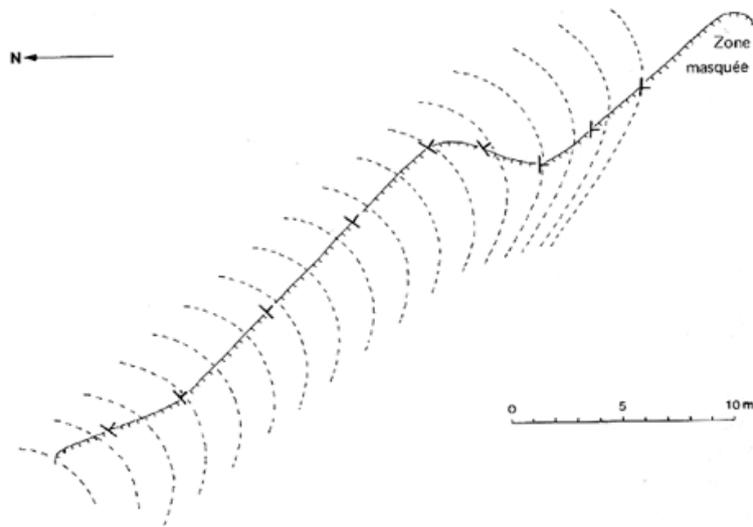


Fig. 14. — Reconstitution d'un micro-delta dans le Conglomérat principal de Fieusé, près La Chapelle-aux-Bois (Vosges).

Feuille d'Épinal 5-6 ; coordonnées Lambert II : $x = 893,800$, $y = 347,800$.

Le faisceau, dont la base est masquée, n'est visible que le long d'une coupe verticale, sur une hauteur maximale de 50 cm. Les feuillets, plus riches en mica (muscovite et biotite) que les autres niveaux gréseux de la formation, ont une épaisseur de l'ordre du centimètre ; ils sont convexes vers l'aval-pendage, nettement lenticulaires : extension de l'ordre du mètre, et relativement pentés : mode vers 15° .

— Parmi les autres origines possibles pour un faisceau tabulaire, la plus anciennement invoquée est, semble-t-il, celle par accréation latérale sur une *barre de méandre* (ou «point bar»). Le pendage des feuillets serait alors disposé à 90° du courant de dépôt (Wright, 1959). Les faisceaux de ce type, qui correspond à la *epsilon-cross-stratification* de J.R.L. Allen (1963b, p. 102), sont caractérisés par leur lithologie irrégulière, le pendage relativement faible des feuillets, et la présence de structures

mineures internes allongées parallèlement à la direction des feuillets (Friend et Moody-Stuart, 1972, p. 50 ; Nami, 1976). Mais il n'a pas été possible de mettre en évidence ce type de stratification dans le Buntsandstein du Sud-Ouest des Vosges.

— Le mécanisme le plus probable pour la formation des faisceaux de stratification oblique tabulaire de cette région, et en particulier ceux des Couches intermédiaires, est celui de la *progradation du « front d'avalanche » de barres transversales*. Bien qu'elles présentent une morphologie et une disposition particulièrement typiques dans les chenaux relativement rectilignes (fig. 15 et Allen, 1968, fig. 3.13), ces barres ont surtout été étudiées dans les cours d'eau à chenaux en tresse, où elles sont les plus fréquentes.

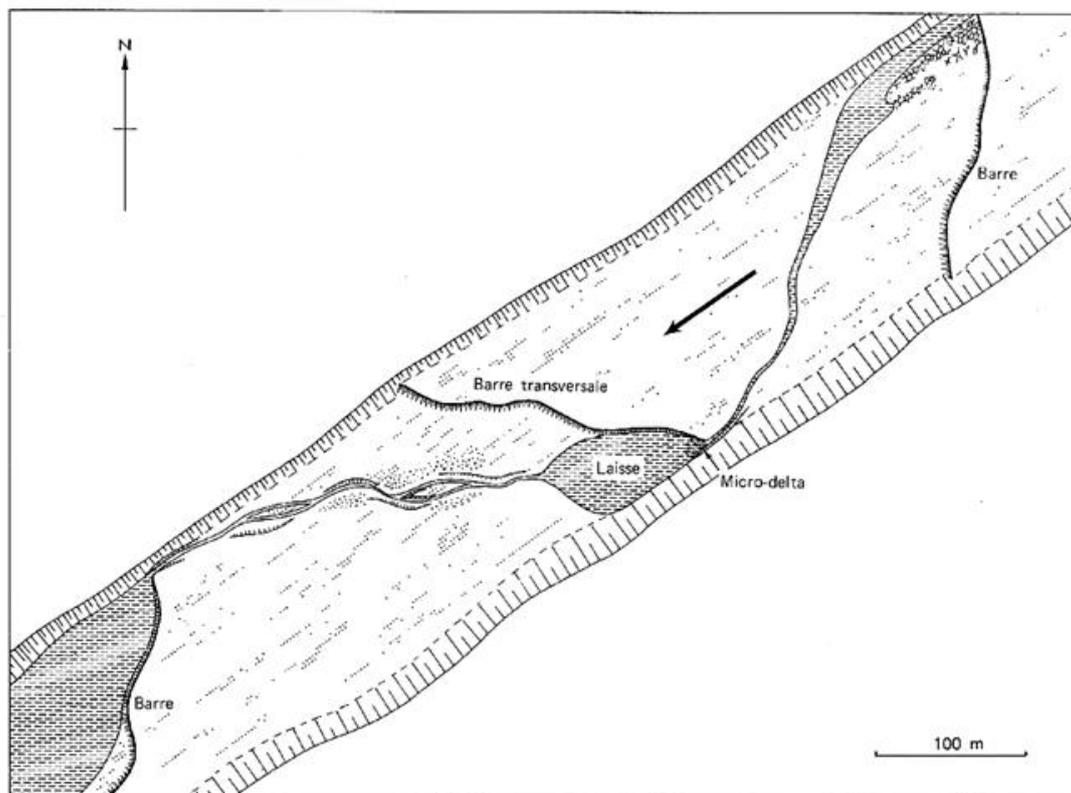


Fig. 15. — Disposition schématique des barres transversales dans un bras latéral de la Loire entre Angers et Nantes.

D'après des observations personnelles effectuées lors de l'étiage de l'automne 1974 dans la «boire» de l'île Melet, par Le Mesnil-en-Vallée (Maine-et-Loire), feuille de Chalonnes/Loire 5-6.

Ce bras latéral est entièrement isolé du cours principal de la Loire sur 2,7 km environ. Les barres, espacées de plusieurs centaines de mètres, sont appuyées alternativement en rive gauche ou en rive droite. Leurs faces amont sont, presque insensiblement, pentées à contre-courant ; les zones hautes sont marquées par des champs de rides de petite taille, de types variés, remodelées par le vent ; les zones basses montrent un pavage de graviers qu'entaillent des chenaux d'étiage en tresse. Les crêtes sont légèrement sinueuses, les directions extrêmes le long d'une même barre ne s'écartant que de 45° environ. Les faces d'avalanche, qui peuvent dépasser 1,5 m de haut, sont fortement pentées : de 30° en moyenne.

Les faisceaux qui en dérivent (*beta- et gamma-cross stratification* de J.R.L. Allen, 1963b) montrent : une base plus ou moins érosive, des feuillets à pendage assez fort, souvent voisin de l'angle limite de dépôt, et une lithologie relativement régulière marquée par le granoclassement tant vertical

que longitudinal des feuillets, souvent alternativement fins et grossiers (Ore, 1964, p. 9, pl. 8 et 9 ; Smith, 1972, fig. 4 ; Jackson, 1976, fig. 19 b-e).

Les azimuts de pendage sont généralement très voisins au sein d'un même faisceau. Mais à une échelle d'observation supérieure, ils sont toujours très dispersés ; dans le cas le plus favorable, la distribution montre deux modes à 45° environ de part et d'autre de la direction du courant, ce qui correspond à l'orientation normale de barres sensiblement rectilignes (fig. 15) (1). Mais lorsque les chenaux sont assez sinueux, les deux modes s'écartent encore plus de la direction générale de transport et ont même tendance à s'opposer (Ore, 1964, p. 12, pl. 12). La dispersion augmente aussi avec la largeur du chenal, par suite de la formation de lobes ; la distribution peut alors devenir unimodale (Smith, 1972, fig. 13b). Si ces lobes s'isolent les uns des autres sous forme de barres longitudinales lingoïdes (Allen, 1968, fig. 3.14), les deux modes persistent mais s'écartent davantage l'un de l'autre.

— Il existe aussi des formes de transition entre les barres transversales et les «point bars», ce sont les *barres latérales* des cours d'eau à faible sinuosité (Allen, 1966, p. 166). La presque totalité des stratifications obliques tabulaires qui se forment actuellement dans le Rio Grande résultent de la migration de telles formes (Harms et Fahnestock, 1965, p. 104-105). Et c'est probablement à ce type de dépôt, caractérisé par le faible pendage des feuillets (Singh, 1977), qu'il faut attribuer les stratifications obliques décrites par G.E. Williams (1966) dans le Torridonien d'Ecosse. B.J. Bluck a montré en outre (1974) que beaucoup de «braid bars» fonctionnent, non comme des «point bars doubles» (Shantzer, 1951, in Allen, 1968, p. 40, fig. 3.12), mais comme de véritables barres latérales.

Dans ce type de barre, comme dans d'autres plus difficiles à identifier dans les formations anciennes («*scroll bars*» étudiées notamment par R.G. Jackson, 1976, p. 594-605 ; «*chute bars*» de J.H. McGowen et L.E. Garner, 1970, fig. 14), la déviation des feuillets est encore plus importante que dans les barres transversales.

En conclusion, les faisceaux de stratification oblique tabulaire donnent presque toujours, individuellement, une direction qui diverge (le plus souvent de 45 à 90°) de celle des paléocourants dominants. Cependant, si l'ensemble des faisceaux de tout un affleurement montre une dispersion bimodale, la bissectrice des deux modes peut être considérée comme un bon indicateur de la direction du courant.

Plus généralement, il est non seulement injustifié, mais dangereux, d'essayer de traiter séparément les données des stratifications obliques tabulaires et arquées. Et la direction donnée par un faisceau tabulaire ne pourra être éventuellement considérée comme significative d'un système de paléocourants particulier que si elle s'écarte largement de l'éventail de dispersion donné par les feuillets de stratification arquée voisins.

B — MÉTHODES CHOISIES

Dans l'étude du Buntsandstein des Vosges méridionales, il n'était guère possible de resserrer la maille d'observation avec les procédés utilisés antérieurement par F. Forche (1935) et J. Perriaux (1961b), et qui présentaient, entre autres, l'inconvénient majeur de nécessiter des affleurements vastes et de bonne qualité. Il était donc utile de mettre au point, en fonction de l'approche précédente, une méthode suffisamment rigoureuse, qui soit plus précisément adaptée à des recherches en terrain couvert.

Sur toute la retombée occidentale des Vosges, où les levés cartographiques que nous avons effectués (notamment sur les feuilles de Plombières et Remiremont) ont mis en évidence des pendages

(1) Les barres transversales perpendiculaires au courant, figurées par J.H. Stewart (1961, fig. 54-1), n'ont jamais été observées dans la nature.

tectoniques très faibles (de l'ordre de quelques pour-cent), même dans les zones affectées par une importante tectonique cassante, nous avons pu appliquer avec succès, moyennant seulement quelques précautions, une méthode très simple préconisée par P. Wurster (1963). Par contre, sur la retombée méridionale et orientale, il a été indispensable de la modifier considérablement pour l'adapter à des structures basculées jusqu'à quelques dizaines de degrés.

1 - TRAITEMENT DES STRATIFICATIONS OBLIQUES EN TERRAIN HORIZONTAL

a - MÉTHODE GÉNÉRALE

Après avoir largement employé la méthode de la cible dans le Grès à Roseaux (Keuper moyen) d'Allemagne occidentale et des régions voisines, P. Wurster (1963, p. 203-205 ; 1964a, p. 438) a constaté que, dans cette formation, lorsqu'il multipliait les mesures de pendage de feuillet sur un même affleurement, la dispersion des azimuts atteignait rapidement une valeur limite très voisine de 180° , et que la bissectrice de cet angle plat suffisait à indiquer la direction locale des paléocourants, avec une précision supérieure à toute autre méthode tenant compte, plus ou moins directement, de la concentration des azimuts. Cette constatation rejoint en partie une remarque de F. Chayes (*in* Tanner, 1955, p. 2473), pour qui la direction donnée par l'axe médian du secteur de plus faible concentration (« *minimum arrow* ») serait encore dans beaucoup de cas le meilleur « paramètre statistique ».

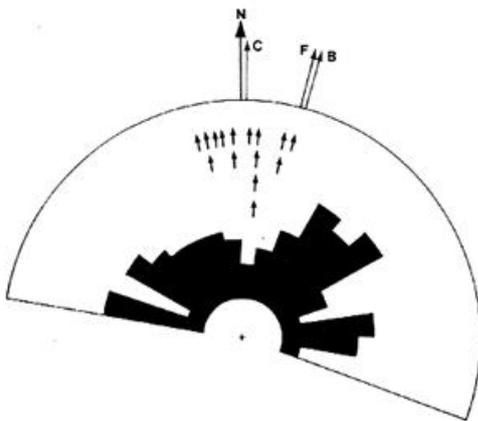


Fig. 16. — Traitement de mesures directionnelles dans les grès fluviatiles cambro-ordoviciens de la région d'Iherir (Tassili des Ajjers). (Modifié d'après Beuf *et al.*, 1971, fig. 125).

- Les mesures sont réparties sur une surface d'affleurement de 1 km^2 environ.
- L'histogramme circulaire, ou diagramme-rose, de 100 azimuts de pendage de feuillet montre une distribution essentiellement bimodale dissymétrique. La direction de paléocourant donnée par leur moyenne vectorielle (F) est sensiblement identique à celle qu'indique la bissectrice de la dispersion maximale (B).
- Cette direction ne s'écarte que d'une quinzaine de degrés de la moyenne vectorielle (C) des orientations d'axe de chenal (petites flèches).

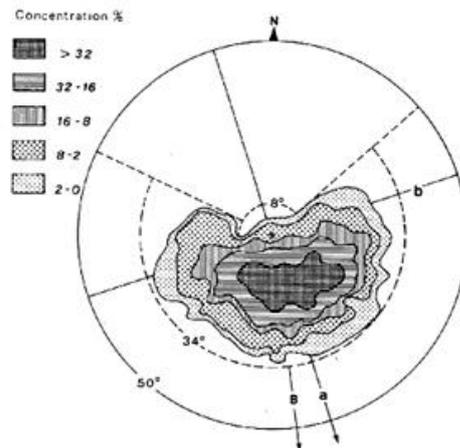


Fig. 17. — Traitement de mesures directionnelles dans les grès fluviatiles pennsylvaniens de Crab Orchard Lake (Illinois). (Modifié d'après Potter et Pettijohn, 1963, fig. 4.3.2).

- Ce diagramme de densité correspond à 200 pôles de feuillet ; les mesures sont réparties sur près de 1 ha d'affleurement.
- La symétrie est déjà de type monoclinique, mais avec un mode très étalé transversalement à la direction de transport (a) indiquée par les linéations de délit associées.
- Les feuillets sont orientés dans toutes les directions, mais, si l'on prend soin d'éliminer les moins pentés (ici ceux dont le pendage est inférieur à 8°), la dispersion ne s'étale plus que sur 245° . Bien que cet angle dépasse largement les 180° théoriques, sa bissectrice (B) ne s'écarte que de 10° de la direction la plus probable (a) des paléocourants.

Une variabilité aussi faible, à l'échelle de l'affleurement, que celle montrée par le Grès à Roseaux semble relativement exceptionnelle ; elle tient sans doute à un mode de dépôt très particulier, caractérisé par l'empilement parallèle de faisceaux de stratification oblique arquée, sous forme de «bar finger sands», dans un delta en patte d'oiseau comparable à celui du Mississippi (Fisk, 1961 ; Wurster, 1964a). Néanmoins la compilation d'un grand nombre de données bibliographiques montre que la *méthode de la bissectrice de la dispersion maximale* est applicable à beaucoup de formations fluviales, soit directement (fig. 16), soit après quelques aménagements (fig. 17).

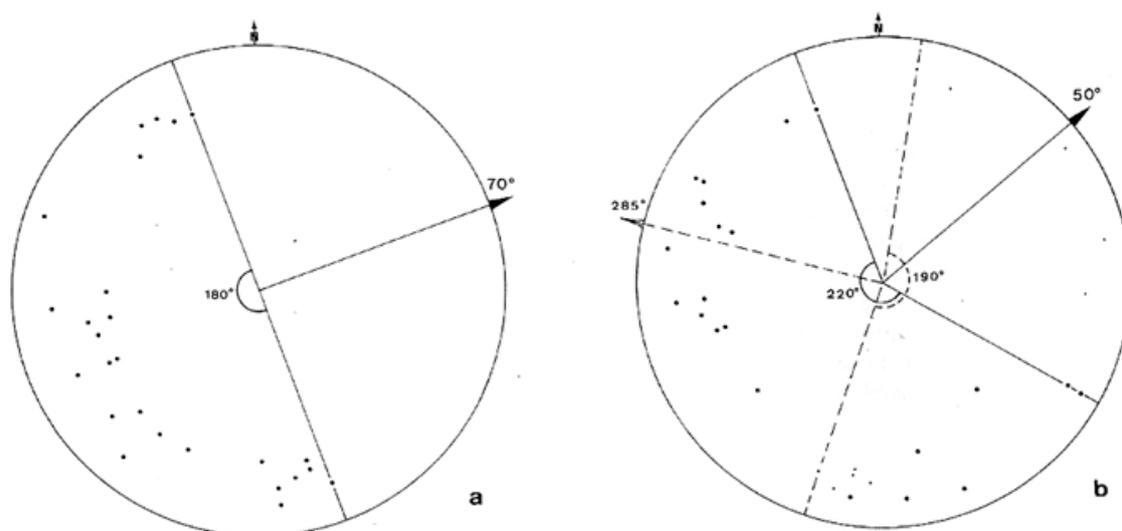


Fig. 18. — Exemple d'application de la méthode proposée (bissectrice de la dispersion maximale) dans le Buntsandstein moyen du massif de la Serre (Moissey, Jura) ; feuille de Pesmes 5-6.

Sur ces stéréogrammes (projection de l'hémisphère supérieur), ce sont les pôles des lignes de plus grande pente, et non des normales aux feuillets, qui sont représentés. En assurant une plus grande dispersion des pôles, ce choix permet d'obtenir des figures plus claires et plus précises.

18a — Grotte de l'Ermitage ; coordonnées Lambert II : $x = 843,500$, $y = 248,050$. L'orientation de tous les feuillets de stratification oblique arquée accessibles a été mesurée. Lorsque plusieurs feuillets présentaient la même orientation, ils n'ont été figurés que par un seul point. La dispersion maximale constatée correspond exactement à la valeur théorique de 180° ; la direction de paléocourant déduite est N 70° E.

18b — Carrière Dubuc ; coordonnées Lambert II : $x = 842,650$, $y = 247,550$. Les feuillets de stratification oblique du même type que les précédents sont figurés en gras. L'affleurement étant beaucoup plus vaste, il n'est pas étonnant que les directions de paléocourant soient moins constantes : l'angle maximum de dispersion, dépassant de 40° la valeur théorique, indique une fluctuation des paléocourants de l'ordre de $\pm 20^\circ$ autour de la direction moyenne (N 50° E). Cette dernière valeur est très proche de celle qu'a obtenue Forche (1935, p. 48) pour la même région, par une méthode purement statistique, à partir de 4 fois plus de mesures. D'autre part, la direction trouvée à l'Ermitage s'intègre bien dans l'éventail de fluctuation supposé.

Les petits points correspondent aux feuillets présentés par une large lentille à grain beaucoup plus fin que celui de l'ensemble de la formation. La direction de paléocourant que l'on peut en déduire (N 285° E) paraît tout à fait anormale.

Sur le terrain la méthode a d'abord été testée sur le Buntsandstein moyen du massif de la Serre (Jura) : une formation dont les conditions de dépôt étaient aussi proches que possible de celles de la série étudiée, tout en présentant des affleurements diversément orientés et suffisamment étendus par rapport à la taille des structures rencontrées. Les résultats obtenus étant cohérents (fig. 18), l'application a été tentée sur le Buntsandstein vosgien.

Parmi les premiers diagrammes obtenus, beaucoup montraient une dispersion des pôles trop forte pour permettre une interprétation vraisemblable. Compte tenu de la faible taille des affleurements, ceci devait être dû, non pas à une divagation très importante des paléocourants, mais plutôt à la prise en considération de surfaces d'orientation anormale, pentées vers l'amont. L'application de la méthode était donc conditionnée à la reconnaissance de telles surfaces, par des critères géométriques et lithologiques, de façon à les négliger lors de la collecte des mesures.

b - PROBLEME DES SURFACES PENTÉES VERS L'AMONT

1 - Confusion avec un diastème érosif.

Une des causes d'erreur les plus fréquentes réside dans la confusion d'un diastème érosif, comme de toute limite de faisceau en général, avec une surface de délit entre feuillets d'un même faisceau. Éviter une telle méprise n'est pas toujours aisé dans le Grès vosgien ou le Grès à Voltzia, où le classement peut être très bon ; les surfaces d'érosion sont souvent alors beaucoup plus apparentes que le litage. Mais cela suffit, dans un cas sur deux en moyenne, pour ramener la dispersion des mesures à une valeur normale. L'erreur tient à ce que le lit d'un cours d'eau ne présente jamais un profil longitudinal régulièrement penté vers l'aval.

A grande échelle, il montre presque toujours une alternance de mouilles et de seuils⁽¹⁾ (Leopold *et al.*, 1964, p. 203 ; Derruau, 1974, p. 81). A la sortie de chaque mouille, dont la profondeur à l'étiage dépasse couramment la dizaine de mètres dans les grands fleuves, le fond accuse une contre-pente dont la valeur moyenne atteint souvent 10 % (Loup, 1974, p. 45-46).

A plus petite échelle, les zones les moins profondes, découvertes éventuellement à l'étiage, montrent aussi des figures d'érosion, avec «surpente» marquée à l'amont et contre-pente douce à l'aval, qui peuvent être rattachées à deux types extrêmes. Les plus vastes (50 à 300 m dans leur plus grande dimension) sont les «ravines» (G.A.M., 1968, p. 83), allongées perpendiculairement au courant, à l'aval d'un obstacle : une ride de grande taille par exemple (Harms *et al.*, 1963, pl. 3D). Beaucoup plus fréquentes sont les «cuillers», de dimensions maximales plus modestes (quelques mètres de large pour une dizaine de mètres de long dans les fleuves actuels), qui s'allongent dans la direction du courant. Elles peuvent se former isolément à l'aval d'obstacles localisés tels que des débris végétaux (McGowen et Garner, 1970, p. 82 et fig. 3), ou par groupes derrière de grandes rides ou des barres (Harms et Fahnestock, 1965, pl. 2 : fig. 2 ; Coleman, 1969, fig. 26c ; Williams et Rust, 1969, fig. 11 ; McGowen et Garner, 1970, p. 84), mais elles se rencontrent aussi sur des bancs relativement plans (Harms *et al.*, 1963, pl. 3A ; Williams, 1971, pl. IIIA).

2 - Feuillet moulant des irrégularités du fond.

Si des feuillets de stratification viennent plus ou moins se mouler sur les dépressions du lit, il est normal de les voir pendre localement vers l'amont. Ceci peut se produire soit à l'étiage soit en pleines eaux, avec des modalités différentes aboutissant respectivement aux *iota*- et *theta-cross-stratifications* de J.R.L. Allen (1963b).

- A l'étiage.

A l'étiage, il arrive que les matériaux en suspension se déposent en *laminations parallèles* venant draper les éléments préexistants de la topographie du fond (Beuf *et al.*, 1971, fig. 170), qu'il s'agisse

(1) Ce sont respectivement les *pools = deeps* et *riffles = shallows* des auteurs anglo-saxons.

de formes d'érosion ou de formes de dépôt ⁽¹⁾. L'étendue de la surface affectée est très variable, allant par exemple des dimensions centimétriques d'un sillon entre «*ripple-marks*» aux dimensions hectométriques d'un chenal secondaire barré (Doeglas, 1962, p. 173-179). Bien que ce type de stratification puisse présenter des pendages élevés (jusqu'à 20-30° dans les «*chute-fills*» de l'Amite River décrits par J.H. McGowen et L.E. Garner, 1970, p. 86), il est toujours facilement reconnaissable par une granulométrie nettement plus faible que celle de l'ensemble de la formation. C'est pourquoi l'orientation des feuillettes dans les faciès argilo-silteux et les grès très fins à minces lamines ne peut être utilisée pour la reconstitution des paléocourants (fig. 18b), même si ces faciès forment des niveaux épais et continus sur tout un affleurement.

L'origine des *lits psammitiques*, qui se rencontrent occasionnellement à n'importe quel niveau de la série étudiée, mais sont particulièrement fréquents et développés dans le Grès à Voltzia, est un peu différente. En effet, d'après les observations que nous avons pu effectuer en Loire, le diastème érosif auquel ils sont souvent associés (fig. 19) serait contemporain de leur formation (fig. 20). Dans ce faciès ne se formant que dans des flaques totalement isolées du cours actif, les pendages de feuillet ne peuvent donner aucune indication sur la direction des écoulements fluviaux ; et une éventuelle orientation préférentielle de ces pendages au sein de toute une formation renseignerait plutôt sur l'orientation des vents dominants.

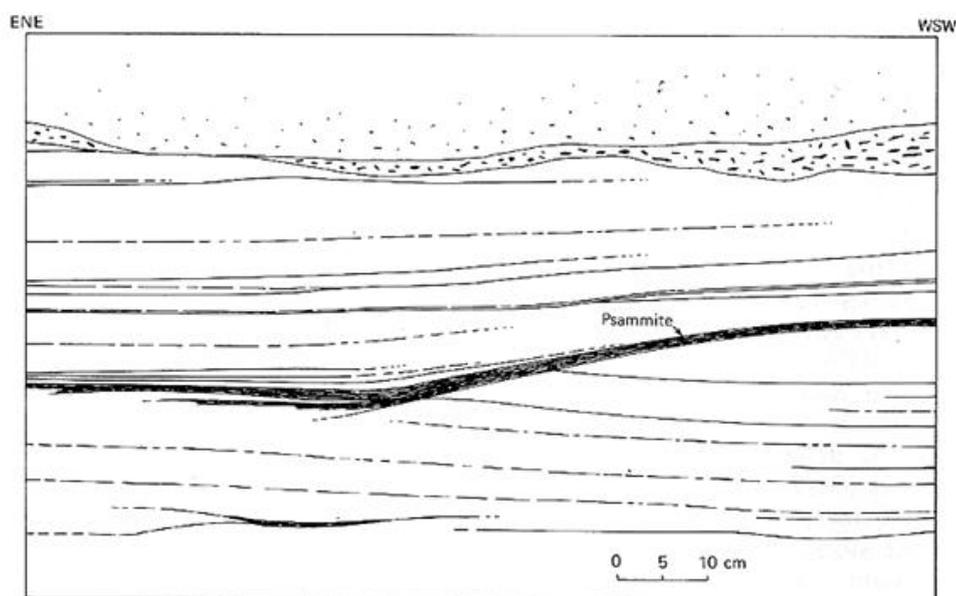


Fig. 19. — Exemple de niveau psammitique dans le Grès à Voltzia de Pont-du-Bois (Haute-Saône).

Feuille de Plombières 1-2 ; coordonnées Lambert II : x = 882,350, y = 337,000.

— *En pleines eaux.*

En hautes eaux, les dépressions du lit se comblent de l'amont vers l'aval («*scour-and-fill*» de R.R. Schrock, 1948, p. 230). Dans leur partie la plus profonde, généralement à l'amont, les feuillettes peuvent montrer un contact anguleux avec la surface d'érosion basale, alors que sur la contre-pente aval ont tendance à se former des *feuillettes concaves à contact tangentiel* (fig. 21). Les études de laboratoire en chenaux expérimentaux ont en effet montré (Jopling, 1965b) que l'apparition des contacts tangentiels était liée à un accroissement de la vitesse et/ou du rapport («*depth-ratio*») : profondeur

(1) Les structures «en canoë» (Dott, 1973, fig. 4) du Cambrien du Wisconsin, dont nous pensons avoir retrouvé un équivalent dans les Couches intermédiaires du Ruisseau de la Noue à Fontenois-la-Ville (Haute-Saône), ont été attribuées par exemple au remplissage des dépressions d'un champ de dunes sous-aquatiques.

du chenal sur profondeur de la dépression. Le phénomène s'accroît lorsqu'il se produit un classement granulométrique longitudinal, car ce sont les sables les plus fins qui sont les plus sensibles (McKee, 1957, fig. 1) ⁽¹⁾. Dans la mesure où beaucoup de faisceaux de stratification oblique arquée de grande taille seraient dus au remplissage des cuillers décrites précédemment (Harms et Fahnestock, 1965, p. 102-103 ; Sarkar et Basumallick, 1968, p. 749), il n'est pas étonnant que les mesures de cylindrage y indiquent parfois des plongements d'axe presque aussi nombreux vers l'amont que vers l'aval (Perrin, 1975, fig. 15) ⁽²⁾.

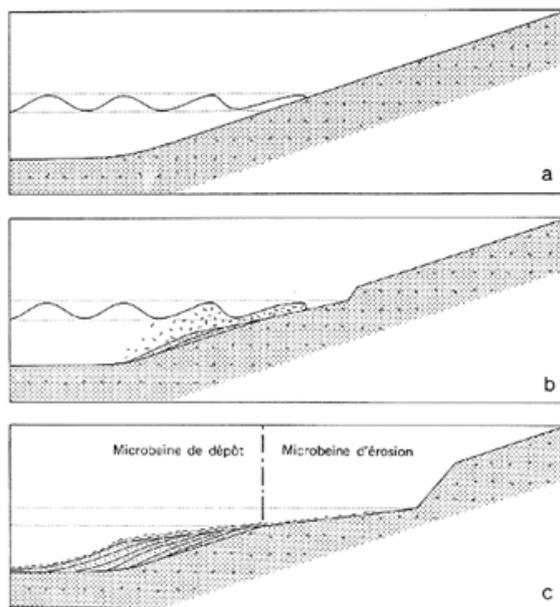


Fig. 20. — Mode de formation d'un niveau psammitique.

Sur le bord d'une laisse, les vaguelettes engendrées par le vent, remaniant des sables micacés, reproduisent à petite échelle la structure d'une « beine » lacustre. Tandis que les grains quartzo-feldspathiques sont entraînés par traction sur le fond, les paillettes micacées restent en suspension dans la zone agitée (b). Elles ne se déposent que par temps très calme, et ne seront fossilisées ainsi que si la flaque est asséchée (c). Si au contraire la laisse est remise en communication avec le chenal, elles seront emportées vers l'aval.

Des feuillets à contre-courant d'origine semblable se rencontrent occasionnellement dans les cours d'eau temporaires de l'Utah (Picard et High, 1973, fig. 124) ; ils sont assez fréquents dans les dépôts sableux actuels de la San Bernard River au Texas (Lane, 1963, fig. 5) et les alluvions graveleuses périglaciaires du Pléistocène canadien (Eynon et Walker, 1974, p. 51 et fig. 11). Dans ce dernier faciès ils peuvent être reconnus à leur dérive granulométrique verticale négative. Mais dans tous les cas leur inclinaison est faible, et il est possible d'éviter leur influence perturbatrice, dans une étude de paléocourants, en éliminant tous les pendages inférieurs à 10° .

Un exemple de liaison entre feuillets à contre-courant et diastème ravinant, particulièrement riche d'enseignement, peut être étudié sur les affleurements de Grès vosgien du Saut du Brot, un rapide sur la Moselle, à Jarménil (Vosges) : fig. 21.

Les berges de la Moselle recourent des bancs, d'épaisseur métrique, de grès grossier à moyen reposant, par l'intermédiaire de grandes surfaces d'érosion doucement pentées vers le NW, sur des grès fins à moyens dont le

(1) En dehors de l'influence de la morphologie du fond et de la granulométrie, l'inclinaison maximale observable des feuillets dans un faisceau à feuillets concaves sera d'autant plus faible que la structure aura été plus profondément tronquée avant le dépôt de l'unité surincombante. Si l'on ajoute que, même pour les feuillets plans, le pendage a tendance à diminuer lorsque la vitesse augmente (McKee, 1957, fig. 2) ou lorsque la profondeur décroît (Smith, 1972, fig. 6), on conçoit à quel point il serait hasardeux d'envisager, comme l'a fait J. Perriaux (1961b, p. 169), une corrélation positive entre la pente moyenne des feuillets et celle des cours d'eau.

(2) Mais dans les séries qui ne sont pas restées rigoureusement horizontales, une autre cause peut intervenir dans cette disposition : une erreur minime dans l'évaluation du basculement suffit à inverser les plongements axiaux (Perrin, 1975, p. 158).

litage est horizontal ou faiblement incliné dans le même sens. Mais le fond du lit de la rivière montre que les bancs sont constitués par l'empilement de longues cuillers, larges de quelques décimètres à 1 ou 2 mètres, dont le remplissage n'a pu s'effectuer que du NW vers le SE.

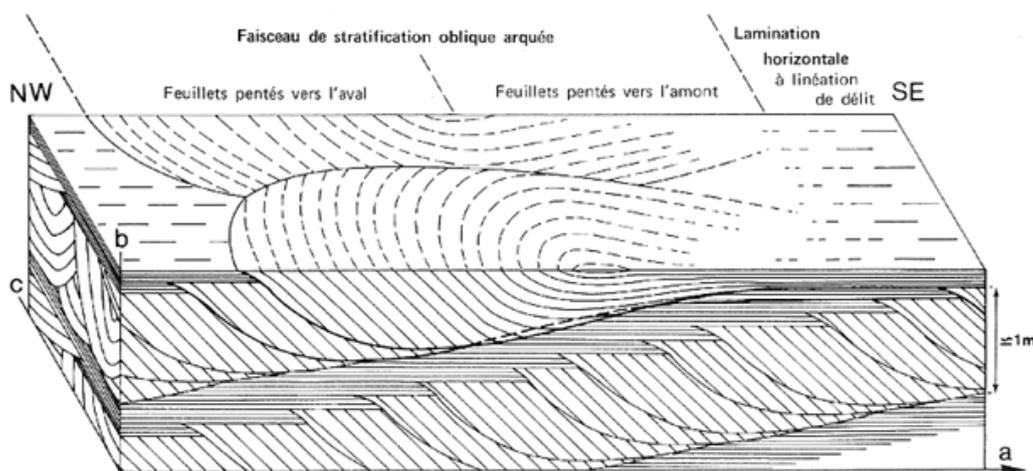


Fig. 21. — Schéma interprétatif des stratifications dans le Grès vosgien au Saut du Brot, Jarménil (Vosges).

Feuille de Bruyères 5-6, coordonnées Lambert II du point central : $x = 914,250$, $y = 354,900$.

— L'échelle des hauteurs est exagérée par rapport à celle des longueurs.

— Le système d'axes de référence utilisé est celui en usage en pétrologie structurale depuis B. Sander (1930, p. 57) et adopté en sédimentologie par P.E. Potter et F.J. Pettijohn (1963, p. 24).

Seuls quelques faisceaux de stratification, moins profondément ravinés que les autres, permettent de saisir les relations exactes entre les deux lithofaciès. Dans chacun de ces faisceaux, les feuillets les plus inclinés et les plus grossiers se rencontrent à l'amont ; vers l'aval ils passent progressivement à des feuillets plus minces faiblement inclinés en sens inverse, puis insensiblement à des laminations horizontales pouvant présenter une linéation de délit (*parting lineation*, Crowell, 1955 ; *primary current lineation*, Stokes, 1947). Ce schéma correspond tout à fait aux «*scour-and-fill*» qui ont pu être décrits dans de nombreux cours d'eau actuels, tels que la Vermilion River (Pettijohn et Potter, 1964, pl. 29B), et qui ont été reproduits expérimentalement par A.V. Jopling (1965b, fig. 9) dans des conditions de débit uniformes.

Bien que, d'après la littérature, les faisceaux de ce type apparaissent plutôt isolément, des groupements de faisceaux (*scour-and-fill cross-bedding* de Reineck et Singh, 1973, p. 95) ont déjà été signalés, notamment dans les épandages fluvio-glaciaires des Pays-Bas (Augustinus et Riezebos, 1971) et les alluvions modernes du Gange (Singh, 1977).

Les grandes surfaces d'érosion peuvent être interprétées comme des surfaces composites, résultant de la migration d'un train de cuillers ravinantes. Les structures «*ascendantes*» obtenues rappellent par certains aspects, mais sans être tout à fait homologues, ce qui a été souvent décrit sous le nom de «*ripple-drift micro-cross-stratification*», et plus précisément le type 1 de R.G. Walker (1963) ou le type A de J.R.L. Allen (1970). La différence n'est pas nécessairement fondamentale : d'une part des stratifications en «*ripple-drift*» de grande taille ont été signalées dans le Brahmapoutre (Coleman, 1969, p. 196, 198 et 213), et d'autre part certains groupements de faisceaux de micro-stratification oblique présentent des formes de transition entre le type «*scour-and-fill*» et le type «*ripple-drift*» (Picard et High, 1973, fig. 112).

En l'absence de section de cuiller complète, une coupe dans le plan ab (fig. 21) ne montre que des «*séquences apparentes*», limitées par deux diastèmes érosifs, comprenant à la base des grès grossiers à litage incliné et au sommet des grès fins à litage subhorizontal. Une telle succession serait classiquement considérée comme l'indice d'une diminution brutale de l'énergie hydrodynamique du milieu, et le faciès fin comme un dépôt de «*flaque*» (Gall, 1972), alors que ce dernier a été en fait déposé par un courant de même énergie mais de plus grande vitesse. Dans cette hypothèse, l'insuffisance des conditions d'observation pourrait conduire à attribuer les bancs gréseux à un mécanisme d'accrétion latérale («*longitudinale Schrägschichtung*» de H.E. Reineck, 1958) et à interpréter la «*séquence*» comme le résultat de la migration d'un petit chenal méandrique, vers le SE, selon le modèle de L.M.J.U. Van Straaten (1961, fig. 4) et B. Haguénauer (1973, fig. 1-III-8).

3 – Feuilletés déposés en haut régime d'écoulement.

Une troisième origine possible pour des feuilletés pentés vers l'amont est liée à une morphologie particulière du fond de lit caractéristique d'un haut régime d'écoulement (nombre de Froude ⁽¹⁾ en principe supérieur à 1). D'après A.V. Jopling et E.V. Richardson (1966, p. 822), c'est à de tels feuilletés que devrait être réservé le terme de «*backset crossbedding*». Deux types de formes peuvent apparaître dans ces conditions hydrodynamiques : l'antidune (Gilbert, 1914, p. 31 ; *non* Lamont, 1957) et le système de «*chute and pool*» («rupture de pente et replat» du G.A.M., 1968, p. 42-43) :

Les *antidunes* obtenues en laboratoire présentent toujours des feuilletés peu distincts et peu inclinés : à moins de 10° (Middleton, 1965). Dans la nature elles sont fréquentes en milieu côtier (Panin et Panin, 1967 ; Wunderlich, 1972), mais aussi en milieu fluvial (Allen, 1965, p. 112 ; Harms et Fahnestock, 1965, p. 92 ; Picard, 1970). Cependant la plupart des auteurs pensent qu'elles ont peu de chance d'être conservées dans les séries fluviales anciennes (Pettijohn et Potter, 1964, p. 283 ; Allen, 1966, p. 165), car elles sont généralement détruites dès que le courant décroît ; les exemples fossiles sont effectivement très rares (Hand *et al.*, 1969).

Le système de «*chute and pool*» peut donner lieu à la formation de feuilletés plus pentés : autour de 20 - 30° (Jopling et Richardson, 1966), qui n'a pu encore être étudiée en milieu naturel. Ce type de stratification ne risque pas d'être rencontré dans le Trias vosgien car il nécessite une pente très forte (Simons *et al.*, 1965, p. 41) ; le seul exemple fossile connu proviendrait d'une formation de piémont de Californie (Power, 1961).

4 – Feuilletés déposés par des courants de retour.

La dernière possibilité d'obtenir des feuilletés d'orientation anormale réside dans l'existence de courants de retour. Le pendage est alors de même sens que le courant local, bien que dirigé vers l'amont du cours d'eau.

Les courants de retour les plus connus (*backflow*) sont localisés en fond de chenal, sous forme de rouleaux d'axe horizontal au pied des fronts d'avalanche. Ils donnent lieu à la formation des «rides régressives» analysée par A.V. Jopling (1961). Les stratifications qui en résultent, particulièrement étudiées dans les alluvions du Rhin, sont facilement identifiables à leur petite taille, leur disposition fréquente en «*ripple-drift*», et leur localisation à la base de grands faisceaux de stratification oblique tabulaire (Boersma *et al.*, 1968).

Des courants de retour intermittents (*reverse flow*) sont également connus en bordure de chenal (Moss, 1972, fig. 1), et en particulier sur les barres de méandre. Les stratifications correspondantes possèdent des caractères texturaux propres aux structures produites par un écoulement en bas régime (Taylor *et al.*, 1971). Elles n'ont pas encore été identifiées dans une série ancienne, peut-être par suite d'une confusion avec des dépôts intertidaux, mais là encore il s'agit de faisceaux de petite taille.

c – CONCLUSION

Sur un affleurement donné, la bissectrice de la dispersion maximale est un très bon indicateur de la direction générale des paléocourants, que l'on fasse appel à des feuilletés de stratification oblique arquée (Wurster, 1963) ou tabulaire (Picard et High, 1973, p. 213), ou encore directement à des axes de structures (Perrin, 1975, p. 158), et même si, ce qui arrive très souvent, les résultats obtenus

(1) Le nombre de Froude est défini par le rapport $F = V^2/gH$, où V est la vitesse moyenne du courant, g l'accélération de la pesanteur, et H la hauteur moyenne de la tranche d'eau.

proviennent de l'intégration des données de plusieurs chenaux secondaires (Rust, 1972, p. 136 et fig. 12).

Mais il est indispensable d'éliminer les mesures provenant :

- de feuillets pentés à moins de 10° (1),
- de faisceaux de stratification oblique de petite taille,
- de faciès dont la granulométrie est anormalement fine,
- de surfaces de ravinement, et
- de feuillets moulant de telles surfaces ou des obstacles : débris végétaux par exemple.

Sur le plan pratique, nous utilisons toujours, pour déterminer l'horizontale des surfaces étudiées, non pas le niveau à bulle de la boussole, mais un niveau de maçon. D'un emploi encore plus rapide, il est surtout plus précis car, par sa grande dimension, il est peu sensible aux irrégularités de détail. Posé sur une simple réglette en alliage d'aluminium il permet d'utiliser aisément les faces en surplomb (fig. 22), même très peu étendues et peu accessibles, qui sont presque les seules conservées dans une carrière abandonnée de longue date.

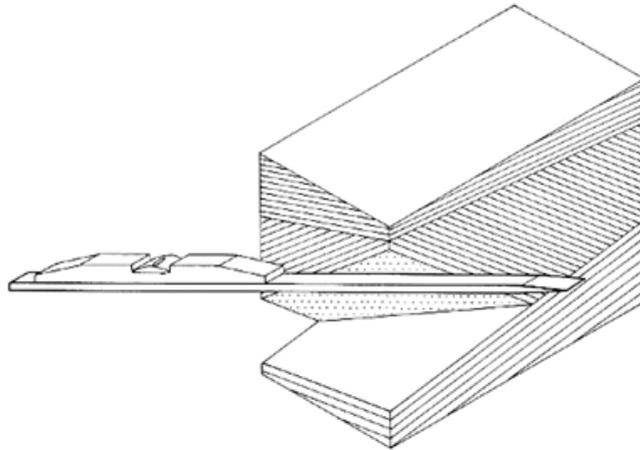


Fig. 22. — Utilisation du niveau de maçon pour déterminer l'orientation des feuillets en surplomb.

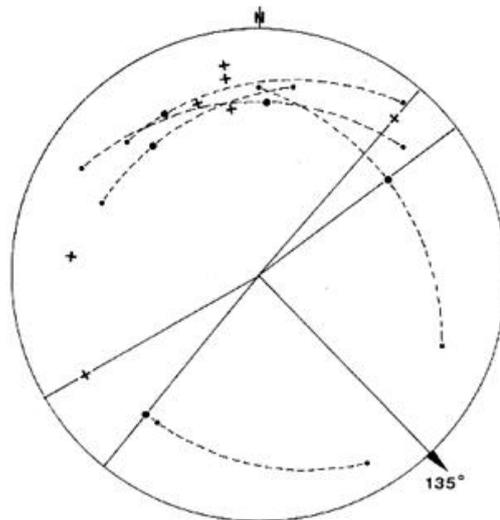
La réglette, sur laquelle repose le niveau, possède une extrémité amincie qui peut être insérée entre des feuillets n'apparaissant qu'en section.

La restitution des pendages réels à partir de pendages apparents et à l'aide du canevas de Wulff (fig. 23) n'a été tentée qu'en l'absence d'autre possibilité (en faciès quartzitique par exemple), car cette technique convient mal aux faibles inclinaisons généralement rencontrées : G. Briggs (1963, p. 100) signale des écarts atteignant 26° entre les résultats obtenus par 7 opérateurs différents. Il est indispensable d'autre part de pouvoir travailler à l'intersection même des plans d'observation : deux pendages apparents ne pouvant être correctement interprétés que s'ils appartiennent à la même surface de stratification et s'ils sont suffisamment proches pour que cette surface soit, dans le secteur de mesure, assimilable à un plan (2). Dans ces conditions il est préférable de reconstituer directement l'orientation des feuillets, sur le terrain, à l'aide d'un dispositif simple (fig. 24), inspiré d'une méthode décrite par L.S. Yeakel (1962, fig. 2).

(1) En domaine éolien la valeur conseillée varie entre 10° (Almeida, 1953, p. 16) et 15° (Runcorn, 1964, p. 410). Mais quel que soit le milieu étudié, un grand nombre de géologues rejette de toute manière les pendages inférieurs à 5° , car les directions des surfaces très peu pentées sont extrêmement sensibles au moindre basculement tectonique.

(2) J. Stets et P. Wurster (1977b) ont démontré que le traitement statistique direct des pendages apparents, développé récemment par J. Nithack (1974, in Haunschild *et al.*, 1975) ne pouvait donner qu'une idée très grossière de la direction des paléocourants, et seulement dans la mesure où la géométrie de base des structures en présence était déjà reconnue par d'autres méthodes.

A chaque affleurement, les mesures sont reportées directement, au fur et à mesure de leur récolte, sur un simple diagramme circulaire, ce qui permet de contrôler l'amplitude de la dispersion obtenue : si elle est trop faible il faut poursuivre l'échantillonnage ; si elle est très forte, il est possible d'en déterminer la cause en traitant séparément chaque portion d'affleurement (fig. 25).



Projection stéréographique de l'hémisphère supérieur

- Pôle de pendage apparent ; le cyclogramme du feuillet est en tireté.
- Pôle de la ligne de plus grande pente d'un feuillet déduit de pendages apparents.
- + Pôle de la ligne de plus grande pente d'un feuillet mesurée directement.

Fig. 23. — Exemple d'utilisation conjointe de pendages réels et de pendages apparents pour la recherche des paléocourants.

Roches du Moulin au Bois (Couches intermédiaires inférieures), Bains-les-Bains (Vosges), feuille de Plombières 1-2, coordonnées Lambert II : $x = 890,500$, $y = 339,500$.

L'imprécision dans la restitution des pendages réels se traduit par une dispersion plus grande (190°) que celle des pendages mesurés directement (160°).

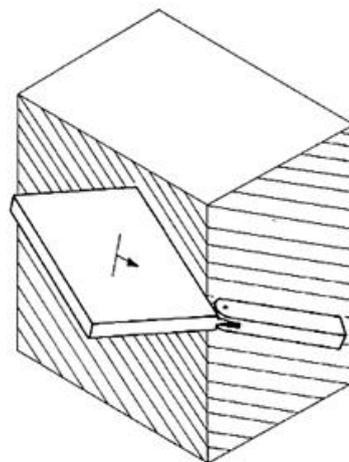


Fig. 24. — Reconstitution directe de l'orientation d'un feuillet visible seulement en sections.

L.S. Yeakel (1962, fig. 2) n'utilise qu'une planchette dont il fait coïncider un bord avec l'un des pendages apparents. Elle est ensuite inclinée de manière à pouvoir y effectuer une visée selon le second pendage apparent.

Ici la visée est remplacée par l'emploi d'une règlette, mobile dans le plan de la planchette, ce qui permet d'obtenir une meilleure précision.

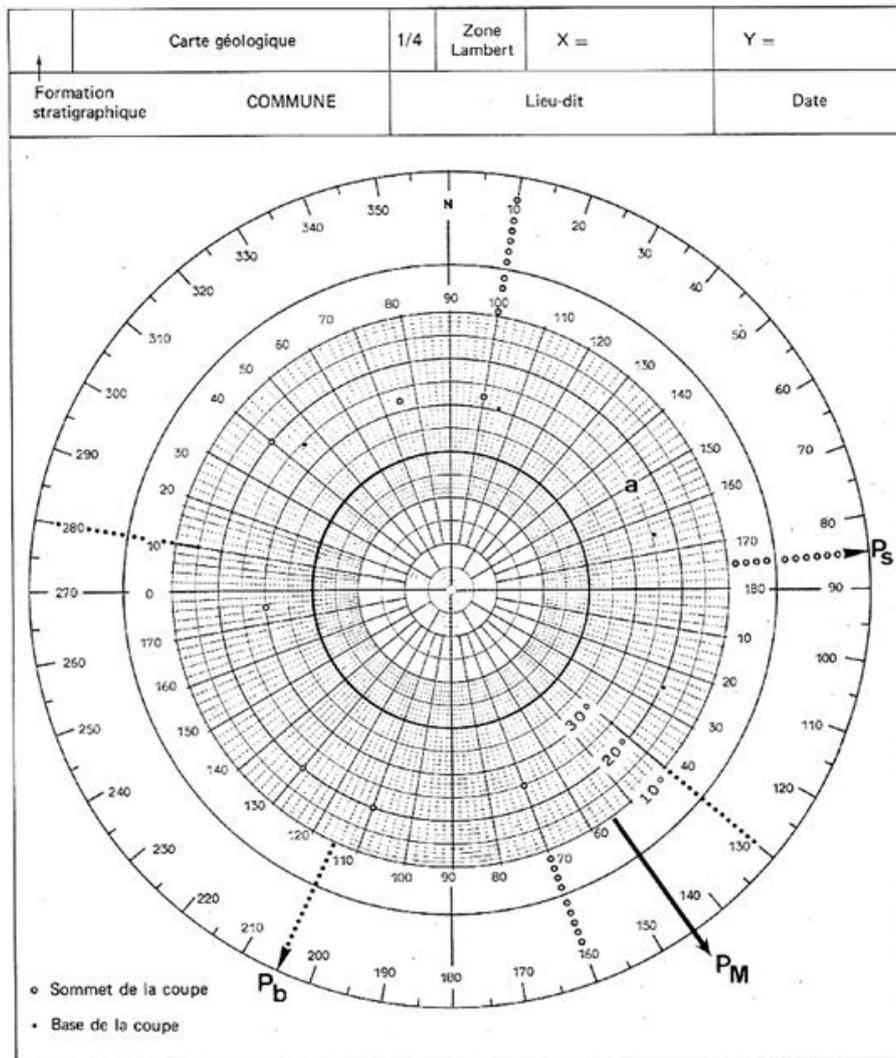


Fig. 25. — Diagramme utilisé sur le terrain pour le report des pendages de feuillet ; exemple d'application.

— Bien que les mesures soient prises en deux temps (azimut de l'horizontale = direction du feuillet, puis plongement de la ligne de plus grande pente), la graduation du cadran interne permet de les reporter en une seule opération : par exemple, le pôle de la ligne de plus grande pente d'un feuillet N 150° E - 15° SW sera reporté directement à l'intersection du diamètre gradué 150 avec le cercle correspondant à une inclinaison de 15° (pôle a).

— La partie centrale du diagramme, limitée par le cercle gras, est réservée au report des orientations de structures diverses.

— Dans l'exemple d'application présenté, le diagramme serait totalement ininterprétable si les mesures étaient reportées sans discernement. En utilisant un figuré différent pour la base et le sommet de la coupe, on obtient deux directions de paléocourants (respectivement P_b et P_s) dont la bissectrice P_M caractérise l'orientation moyenne des paléocourants sur l'affleurement. Dans la série étudiée, seul le Grès à Voltzia est susceptible de présenter des problèmes proches de ce cas extrême théorique.

2 — TRAITEMENT DES STRATIFICATIONS OBLIQUES EN TERRAIN BASCULE

Lorsque les stratifications obliques ont subi, après leur dépôt, un basculement tectonique dépassant quelques degrés, ce qui devient la règle dans la région de Belfort et sur le versant alsacien des Vosges, la méthode proposée précédemment n'est plus applicable directement.

En effet, à la différence des azimuts de structures linéaires, qui sont très peu affectés par les pendages tectoniques habituellement rencontrés (de moins de 3° pour un pendage inférieur à 25°, d'après J.G. Ramsay, 1961, fig. 2), les directions de structures planaires telles que les feuillets de stratification peuvent être modifiées très largement. Cet effet est particulièrement sensible sur les feuillets à pendage primaire très faible, fréquents par exemple dans le Grès à Voltzia. Dans ce cas, un basculement tectonique trop faible pour être remarqué à l'affleurement en première observation, peut être décelé par une dispersion anormale des directions de feuillet.

a — BASCULEMENT CONNU

L'application en terrain basculé de la méthode de recherche des paléocourants mise au point pour une série subhorizontale ne pose guère de problème dans la mesure où l'orientation et la valeur du basculement sont parfaitement connues. Mais il est cette fois indispensable de ne plus négliger les feuillets faiblement pentés sur le terrain, et de travailler en projection stéréographique sur les *pôles des feuillets* (et non ceux de leurs pendages). Après restitution de leur orientation initiale à l'aide du canevas de Wulff⁽¹⁾, les données seront traitées comme précédemment (fig. 26). En particulier les pendages inférieurs à 10° après restitution pourront ne pas être pris en compte. Même si la dispersion des directions mesurées sur le terrain paraît trop faible (cas de pendage tectonique fort et de même sens que les paléocourants : fig. 26a) ou trop forte (cas de pendage tectonique faible en sens inverse des paléocourants : fig. 26b), l'opération mérite d'être effectuée, car ce n'est qu'après basculement que la dispersion réelle lors du dépôt apparaîtra.

Il est cependant souvent difficile d'évaluer le basculement : la cartographie structurale en isohypses d'un niveau-repère peut permettre la détermination du pendage moyen du secteur étudié, mais non nécessairement au niveau de l'affleurement lui-même. L'orientation d'une succession de bancs parallèles (stratification principale) doit matérialiser le pendage tectonique, mais leurs surfaces sont en général trop irrégulières pour permettre des mesures valables, surtout lorsque ce pendage est faible. Dans ce dernier cas, si les pendages primaires des feuillets sont eux-mêmes faibles, la restitution des paléocourants devient une opération très hasardeuse, et il est préférable de s'en abstenir (Tanner, 1955, p. 2472). L'expérience montre que les meilleures surfaces de références sont les *joints plans à linéation de délit*. L'étude de secteurs restés horizontaux indique en effet que, si des joints à pendage primaire (jusqu'à 15°) peuvent occasionnellement présenter des linéations de délit, souvent frustes d'ailleurs, ces joints sont toujours *arqués*.

En fait, la plupart du temps, le basculement d'un ensemble de stratifications obliques reste indéterminable directement.

(1) Ne travaillant que dans des compartiments tectoniques monoclinaux, nous n'avons utilisé que l'hypothèse d'un seul basculement, d'axe horizontal, au sein d'une série non déformée. Les problèmes posés par des styles tectoniques plus complexes sont développés par J.G. Ramsay (1961).

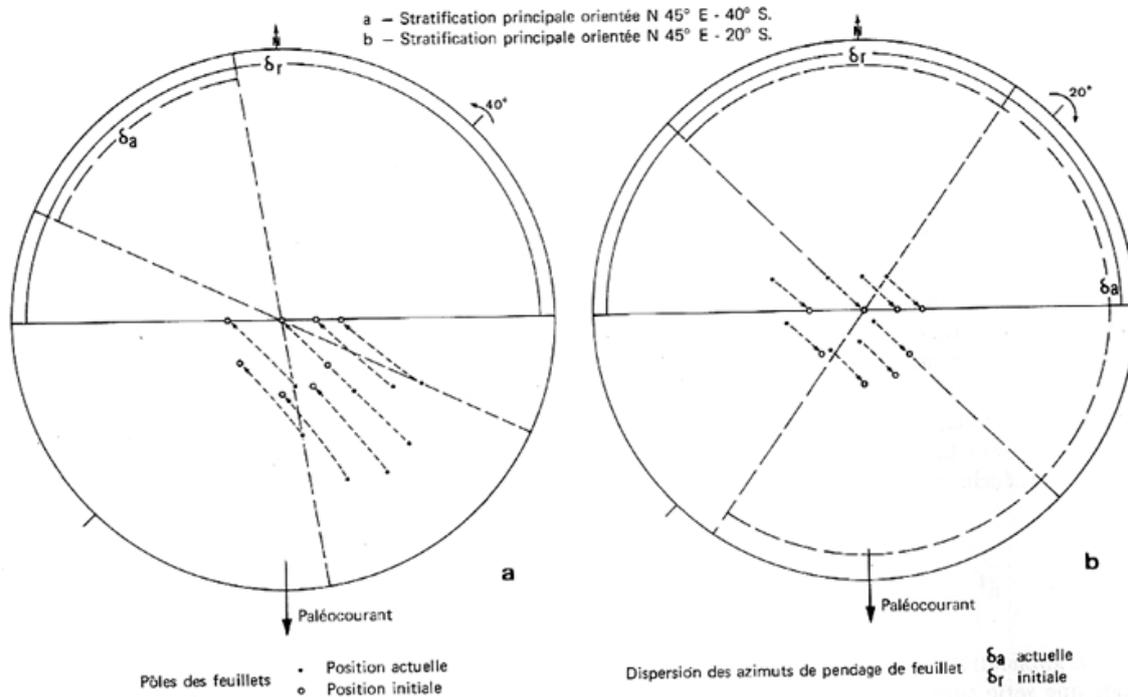


Fig. 26. - Restitution stéréographique de l'attitude initiale de stratifications obliques dont le basculement tectonique est connu.

b - BASCULEMENT INCONNU

Sur un affleurement suffisamment vaste, il semble que la réalisation d'un diagramme de densité des pôles stéréographiques des *surfaces d'érosion* limitant les faisceaux puisse permettre une évaluation indirecte assez précise du basculement. En effet les diagrammes de ce type réalisés dans le Keuper moyen horizontal de Bavière (Stets et Wurster, 1977a, fig. 3b, 4b et 5c) présentent tous un mode unique, nettement marqué, très voisin du centre du canevas ; en terrain basculé, le montant et le sens de la rotation seraient donc indiqués par l'écartement du mode par rapport au centre. Malheureusement les affleurements sont généralement trop réduits pour permettre la récolte d'un nombre suffisant de mesures sur les troncatures d'érosion, et il est préférable, voire nécessaire, de travailler directement sur les *feuillets de stratification*, beaucoup plus nombreux.

1 - Méthode de Shotton.

La seule tentative à notre connaissance pour résoudre ce problème, due à F.W. Shotton (1956), repose sur le postulat suivant : parmi les pendages des feuillets les plus inclinés à l'affleurement, c'est celui dont le plongement (*inclination*) s'écarte le plus de l'angle limite de dépôt (32°) qui indique, par son azimut (*bearing*), l'azimut du pendage tectonique local, et par la valeur de l'écart, celle du plongement de ce pendage. Cette méthode ne serait systématiquement applicable que si les feuillets pouvaient pendre dans n'importe quelle direction lors du dépôt, ce qui exclurait toute possibilité de reconstituer l'orientation des paléocourants. La figure 27 illustre l'un des inconvénients pouvant résulter de son application.

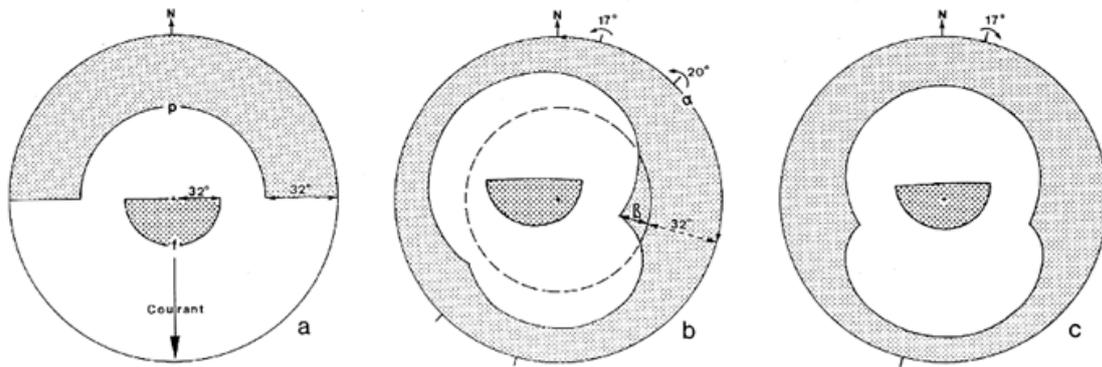


Fig. 27. — Exemple d'application de la méthode de Shotton (Légende dans le texte).

Sur le stéréogramme 27a ont été reportées les enveloppes des pôles de feuillets de stratification oblique (f) et de leurs lignes de plus grande pente (p), dans l'exemple d'une série horizontale déposée par un courant dirigé rigoureusement vers le Sud, et de structures sédimentaires auxquelles la méthode de Wurster s'appliquerait parfaitement.

En 27b sont figurés les mêmes éléments après un basculement tectonique fictif de 20° vers le Nord-Ouest, selon un axe horizontal N 45° E. En appliquant la technique de Shotton, cette figure donne des valeurs de l'azimut α et du plongement β du pendage tectonique qui diffèrent respectivement de 30° et 3° des valeurs réelles.

Si les divers éléments sont replacés dans la position initiale déduite par cette technique (stéréogramme 27c), la dispersion des azimuts des pendages sédimentaires reste très grande. Un traitement statistique bidimensionnel sur des mesures de terrain aboutirait probablement à un résultat non significatif.

2 — Méthode proposée.

Si la méthode préconisée par P. Wurster, qui fait appel en fait à un traitement bidimensionnel des données, donne de bons résultats sur une formation restée horizontale, il doit être possible d'étendre cette méthode au cas où cette même formation a été basculée, par traitement tridimensionnel cette fois.

Le principe de cette extension peut être aisément déduit du stéréogramme présenté en figure 28, qui reprend le cas idéal de la figure 27a. Lors du dépôt, les pôles des feuillets sédimentaires se répartissent au sein d'un nuage (F_1), qui est le stéréogramme d'un demi-cône de révolution d'axe vertical, de rayon angulaire voisin de 32° (angle limite de dépôt), et limité par un plan normal au courant. Lors d'un basculement tectonique ultérieur (nuage F), la seule modification consiste en un basculement équivalent du pôle de l'axe du cône, c'est-à-dire du pôle du plan horizontal de dépôt.

En pratique, il conviendra donc d'accumuler d'abord le maximum de mesures différentes, sans négliger les pendages faibles ou nuls, puis de reporter les pôles des feuillets sur stéréogramme. Le nuage de points obtenu devra montrer un contour dissymétrique, avec un bord nettement convexe (*tourné vers l'aval du courant*) et un bord moins arqué, convexe ou concave, pouvant coïncider avec un arc de grand cercle du canevas de Wulff. Ce grand cercle (a) sera considéré comme le cyclogramme du plan normal au courant, et le pôle (b) bissecteur de l'arc comme celui du plan horizontal de dépôt. A titre de vérification, la projection d'une calotte sphérique de rayon 32° et centrée sur ce pôle devrait englober l'ensemble du nuage de points. La rotation nécessaire pour ramener le pôle b au centre du diagramme indiquera alors le sens et la valeur du basculement tectonique. La même rotation appliquée au pôle c du plan normal au courant, permettra d'obtenir, sur le cercle fondamental, le pôle c_1 du courant de dépôt.

La position du pôle b du plan horizontal de dépôt ne peut souvent être déterminée que de façon très subjective ⁽¹⁾. Ceci entraîne une certaine erreur sur l'orientation du basculement, qui devient d'autant plus importante que le basculement est plus faible, mais qui influe très peu sur la direction de paléocourant déduite. D'ailleurs, et c'est le cas le plus fréquent, le problème se simplifie lorsque le nuage de points ne peut être limité, sur son bord le moins convexe, par un seul arc de grand cercle, mais par deux arcs concourants sous un angle assez faible. En première hypothèse, b peut être alors placé à leur intersection, bien que cette particularité puisse être due à trois causes, jouant parfois simultanément :

- dispersion primaire des directions de feuillet différent des 180° théoriques : cas 1 et 2,
- structure non entièrement explorée : cas 2 et 3,
- présence de feuillets à contre-courant : cas 4.

Dans les cas 1 à 3 le pôle b choisi a de grandes chances d'être effectivement celui du plan horizontal de dépôt. Il ne l'est jamais par contre dans le dernier cas, mais l'erreur reste faible puisque les feuillets à contre-courant ont rarement un pendage supérieur à 10° .

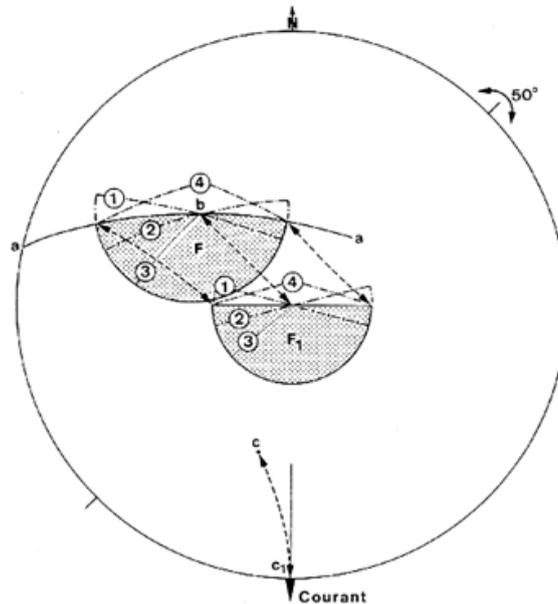


Fig. 28. — Restitution stéréographique de l'attitude initiale de stratifications obliques dont le basculement tectonique est inconnu. (Légende dans le texte).

3 — Exemples d'application.

— Affleurement d'Offemont (Territoire de Belfort).

Les mesures ont été effectuées dans deux carrières différentes, creusées dans la même formation : Couches intermédiaires inférieures, et distantes de 750 m à vol d'oiseau, dans le Massif de l'Arsot au Nord de Belfort (feuille de Belfort 1-2). La première (stéréogramme 29a) est située près des anciennes casernes du Mont Rudolphe (coordonnées Lambert II : $x = 940,500$, $y = 306,900$). La seconde (stéréogramme 29b) s'ouvre en contre-bas de la route d'Eloie (coordonnées Lambert II : $x = 939,950$, $y = 306,350$).

(1) L'opération peut être facilitée, en évitant les constructions par tâtonnement, par l'emploi de canevas obliques d'inclinaison variable, tels que ceux présentés par J. Henry (1976, annexe 1) ou P. Vialon *et al.* (1976, p. 105-113).

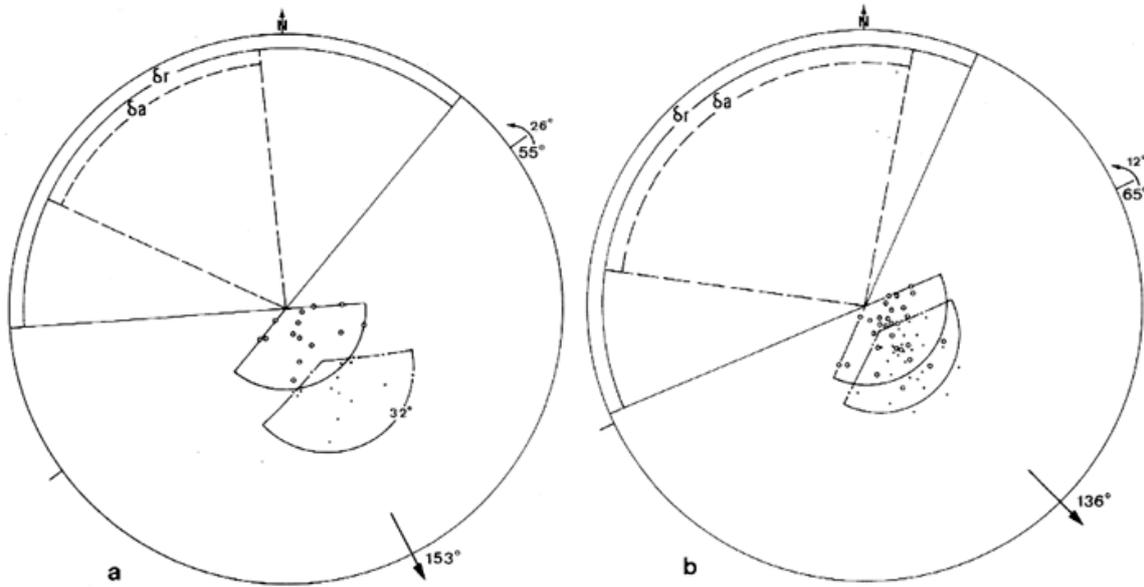


Fig. 29. — Recherche des paléocourants dans les Couches intermédiaires d'Offemont.

a : Carrière du Mont Rudolphe. — b : Carrière de la route d'Éloie. (Mêmes conventions que pour fig. 26).

Les directions de paléocourant obtenues, très proches : N 153° E et N 136° E, sont en accord avec celles de deux linéations de délit : N 140° E et N 150° E, de la seconde carrière, dont les surfaces porteuses, gauches, n'ont pu être utilisées dans la restitution. Quant à l'orientation générale de l'ensemble de la série, les valeurs déduites de la première carrière : N 55° E - 26° SE, sont confirmées par les résultats obtenus à proximité par d'autres méthodes (Théobald, 1959, p. 117 (1) ; Perriaux, 1961b, p. 51). Pour celles qui concernent la seconde : N 65° E - 12° SE, il semble que le pendage soit un peu trop faible. Ceci, qui était prévisible puisque trois pôles tombent légèrement en dehors de la cible, est à mettre en relation avec la présence probable de quelques feuillets à contre-courant. La dispersion initiale des feuillets, relativement faible mais identique dans les deux cas, n'est sans doute pas due à une exploration incomplète mais plutôt aux caractéristiques géométriques des structures sédimentaires en présence.

— Affleurement d'Osenbach (Haut-Rhin).

Cette ancienne carrière, creusée dans le Grès à Voltzia supérieur, est située sur le versant alsacien des Vosges, dans le champ de fractures de Guebwiller (Feuille de Neuf-Brisach 1-2 ; coordonnées Lambert II : x = 964,700, y = 343,450).

Elle a déjà été étudiée par J. Perriaux (1961b, p. 79 et 111), qui y a déterminé des paléocourants dirigés essentiellement vers le Nord-Ouest (p. 179), ce que sembleraient confirmer la plupart des mesures que nous avons effectuées (fig. 30a). De plus, quelques feuillets, pentés jusqu'à 18°, indiqueraient un courant secondaire de sens inverse, qui pourrait être attribué à des influences tidales. Cependant l'orientation principale est diamétralement opposée à celle que l'on attendrait par comparaison avec le versant lorrain, et fort divergente de celles des paléocourants, dirigés N 95° E, mis en évidence sans ambiguïté dans le Grès à Voltzia inférieur d'une carrière très voisine.

L'étude de terrain montre que l'affleurement est en fait localisé dans une étroite bande subméridienne limitée par les failles de la bordure orientale du fossé tectonique de Wintzfelden. C'est pourquoi nous avons cherché à vérifier si la direction anormale obtenue précédemment n'était pas due à un léger basculement vers l'Ouest. La dissymétrie du nuage de points correspondant aux pôles des feuillets confirme cette hypothèse d'une série déposée par des courants dirigés vers le Sud-Est, puis basculée. Le traitement le plus simple des données (fig. 30b) permet d'évaluer le basculement à 20° W selon un axe N 22° E, et la direction des paléocourants à N 113° E.

Le diagramme obtenu n'est cependant pas tout à fait satisfaisant. Deux pôles, sortant de la cible, traduisent des feuillets pentés au-delà de l'angle limite de dépôt, alors qu'à ce niveau de la série les pendages primaires sont

(1) Dans la note citée, les carrières en question sont placées dans le Grès vosgien.

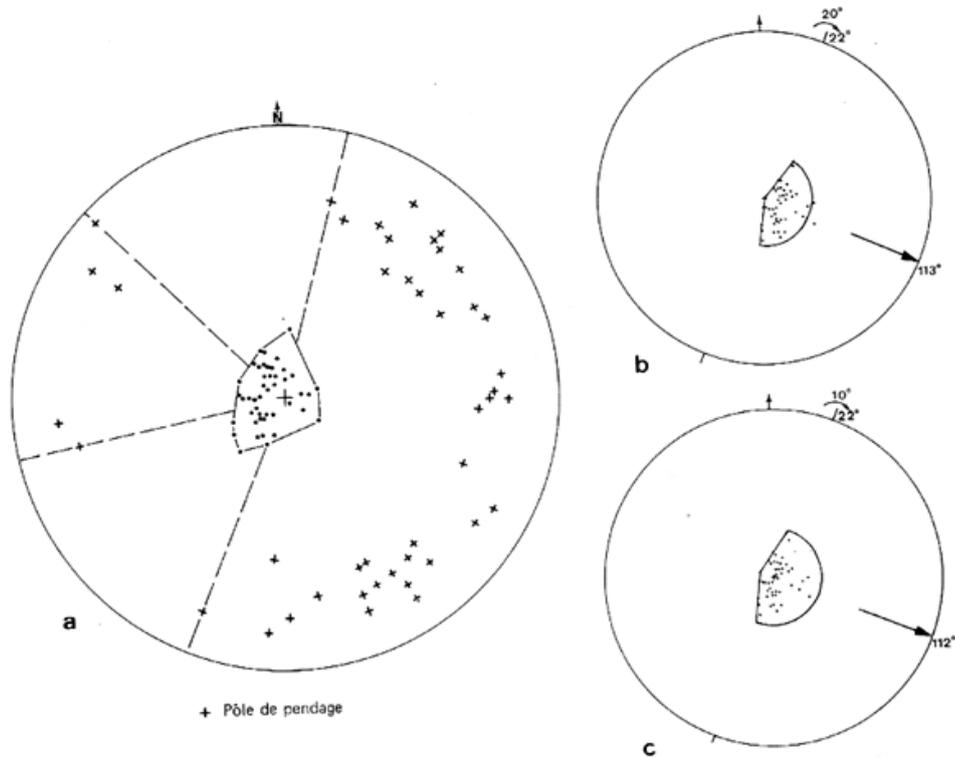


Fig. 30. — Recherche des paléocourants dans le Grès à Voltzia supérieur d'Osenbach

- a — Attitudes actuelles.
- b — Restitution directe : pour stratification principale N 22° E - 20° W.
- c — Restitution pour stratification principale N 22° E - 10° W.

généralement très faibles. En outre la dispersion maximale des azimuts des normales aux feuillets (155°) semble faible compte tenu de la taille relativement vaste de l'affleurement, et surtout de l'orientation des deux linéations de délit observées sur des surfaces gauches (N 135° E et N 145° E), qui s'écarte assez largement de la direction de paléocourant déduite.

Mais si l'on admet la présence de feuillets à contre-courant ne dépassant pas 10° de pendage primaire (fig. 30c), le nuage des pôles de feuillets, qui correspond assez bien au type : gouttière partiellement comblée par progradation (Perrin, 1975, fig. 6c et 9), devient plus vraisemblable, les pôles des feuillets de progradation restant nettement en-deçà des limites de la cible. Il y a lieu de remarquer la rareté des pôles de feuillets de fond de gouttière, qui serait due à un délitage plus difficile en ce point des structures (Chambre syndicale de la Recherche du Pétrole, 1966, p. 260). D'autre part la dispersion maximale des feuillets dont le pendage primaire dépasse 20° devient supérieure à 220° et s'accorde ainsi mieux avec la divergence des linéations de délit par rapport à la direction moyenne des paléocourants. Dans cette dernière hypothèse le basculement nécessaire n'est plus que de 10°, ce qui correspond sensiblement à la valeur du pendage tectonique déduite, indépendamment, des pendages apparents décelables au niveau du Grès coquillier en sommet de carrière.

C — APPLICATION AU BUNTSANDSTEIN DES VOSGES MERIDIONALES

En fonction de l'approche précédente, qui a permis d'identifier les feuillets de stratification oblique effectivement utilisables dans une étude de paléocourants fluviatiles, il convient maintenant

de préciser dans quelle mesure la méthode de «la bissectrice de la dispersion maximale» peut s'appliquer au Buntsandstein des Vosges méridionales.

Il s'agit d'une part de déterminer, pour chacune des formations étudiées, quel est l'angle minimal qu'il est nécessaire d'atteindre, *sur un affleurement donné*, pour obtenir une direction de paléocourant relativement digne de confiance. Il est utile d'autre part d'évaluer à partir de quel angle la dispersion obtenue en poursuivant les mesures peut être considérée comme suffisante, la perte de temps passée à la recherche de nouveaux feuillets n'étant plus guère compensée par le gain de précision à attendre.

L'étude de la dispersion régionale des feuillets individuels, puis de celle des paléocourants déduits des différents affleurements, permettra ensuite de comparer les résultats obtenus par diverses méthodes, classiques, destinées à dégager une «orientation générale» des écoulements.

1 — DISPERSION DES FEUILLETS A L'ÉCHELLE DE L'AFFLEUREMENT

D'après des considérations purement théoriques sur la géométrie des différents types de structures sédimentaires d'origine fluviale, et sur le mode d'agencement de ces structures dans le lit des cours d'eau, il semble que la dispersion des azimuts de pendage de feuillet la plus faible qui puisse être rencontrée dans le remplissage d'un chenal rectiligne soit de l'ordre de 90° : cas de l'empilement exclusif de barres transversales rectilignes, dont la direction s'écarte toujours d'au moins 45° de la normale à la direction d'écoulement, tantôt vers la gauche tantôt vers la droite (voir fig. 15). C'est pourquoi n'ont été retenus *a priori*, dans la présente étude, que les affleurements présentant une dispersion supérieure à cette valeur.

Les fluctuations de l'angle maximal de dispersion atteint sur les différents affleurements sont assez grandes, et l'on ne parvient à la valeur théorique de 180° ($\pm 10^\circ$), proposée par P. Wurster (1963), que dans moins de 30 % des cas. Mais elles restent de même ordre d'une formation à une autre. Les moyennes, comme les médianes, sont assez voisines de 170° , et le test de Kolmogorov - Smirnov indique que les dispersions rencontrées dans les quatre formations étudiées peuvent être considérées comme extraites d'une même population au seuil de probabilité de 95 % (fig. 31). Les fréquences d'observation des angles de dispersion ont ainsi pu être reportées sur un seul histogramme (fig. 32).

Il apparaît que la courbe de fréquences correspondante s'ajuste à peu près à celle d'une distribution normale centrée sur la valeur théorique de 180° , les excès d'effectifs vers les faibles valeurs de la dispersion pouvant être attribués à des structures insuffisamment explorées. L'origine des autres fluctuations de part et d'autre de la valeur centrale peut être précisée. Les angles les plus faibles correspondent à des empilements de cuillers parallèles comblées par progradation (fig. 33a), mais les grands angles ont des origines diverses, dont l'importance relative varie selon la formation. Dans le Buntsandstein moyen ils sont essentiellement dus au remplissage tangentiel de cuillers ayant tendance à se refermer vers l'aval (fig. 33b), dans les Couches intermédiaires dominent les stratifications obliques tabulaires (fig. 33c), alors que dans le Grès à Voltzia les linéations de délit indiquent que ce sont surtout les variations de direction des paléocourants qui interviennent (fig. 33d).

Le principal intérêt de la figure 32 est d'apporter des précisions sur la validité de l'échantillonnage.

— Lorsque la dispersion observée sur un affleurement est inférieure à $130-140^\circ$, elle a peu de chance de refléter la dispersion maximale réelle des feuillets dans le secteur étudié. La direction de paléocourant déduite ne doit donc être considérée que comme une approximation relativement grossière ; et au-dessous de 110° , il est préférable de ne pas la calculer. C'est pourquoi nous avons dû

parfois regrouper les mesures en provenance de plusieurs carrières voisines pour obtenir une direction significative (fig. 33e).

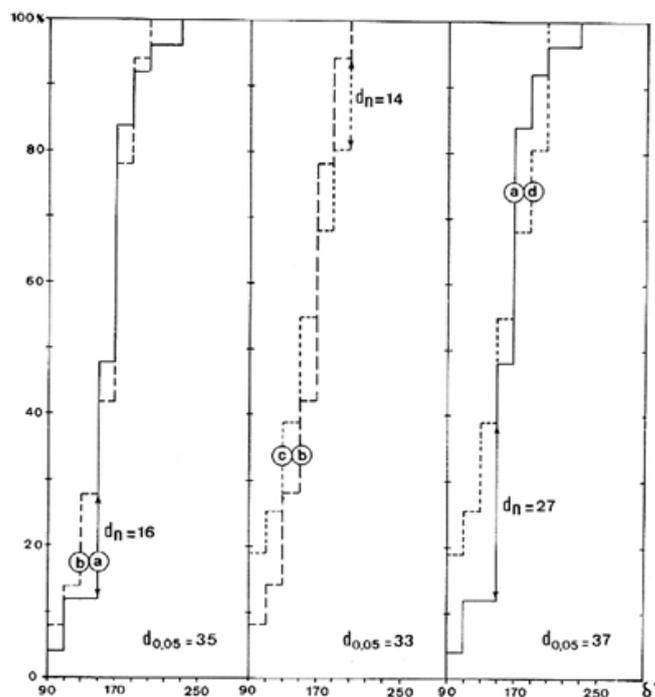


Fig. 31. — Dispersion maximale des azimuts de pendage de feuillet observables à l'échelle de l'affleurement : comparaison des valeurs, fournies par différentes formations, par le test de Kolmogorov - Smirnov.

Pour chaque formation est figuré un histogramme cumulatif des différentes valeurs de la dispersion.

a — Grès vosgien et Conglomérat principal (25 affleurements).

b — Couches intermédiaires (36 affleurements).

c — Grès à Voltzia (31 affleurements).

Les histogrammes sont comparés 2 à 2. Pour que les échantillons représentés par deux histogrammes puissent être considérés comme extraits de deux populations différentes, avec une probabilité d'erreur de 5 %, il faut que l'écart maximum observé d_n soit supérieur à la valeur calculée $d_{0,05}$ selon la formule :

$$d_{0,05} = 136 \sqrt{1/n_1 + 1/n_2}$$

où n_1 et n_2 sont les effectifs de chacun des échantillons.

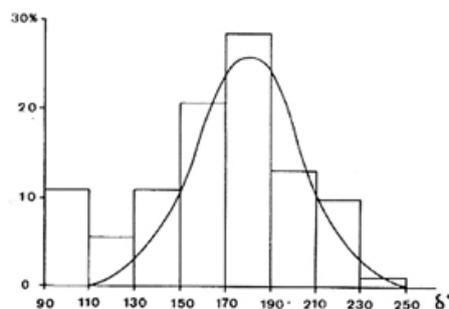


Fig. 32. — Dispersion maximale des azimuts de pendage de feuillet observables à l'échelle de l'affleurement : histogramme de fréquence des différentes valeurs obtenues dans l'ensemble de la série étudiée.

Commentaire dans le texte.

— Inversement, l'examen de l'histogramme de fréquences indique : que la dispersion maximale accessible sur un affleurement ne dépasse 180° que dans à peu près un cas sur trois, et que, si l'on se contentait d'atteindre cette valeur — ce qui peut être obtenu à la limite avec seulement trois mesures ! (1) —, l'erreur commise dans la détermination des paléocourants ne saurait dépasser $\pm 35^\circ$.

(1) Il suffit en effet de deux pendages diamétralement opposés pour obtenir la direction d'écoulement, et d'un troisième d'orientation nettement différente pour déterminer le sens de cet écoulement.

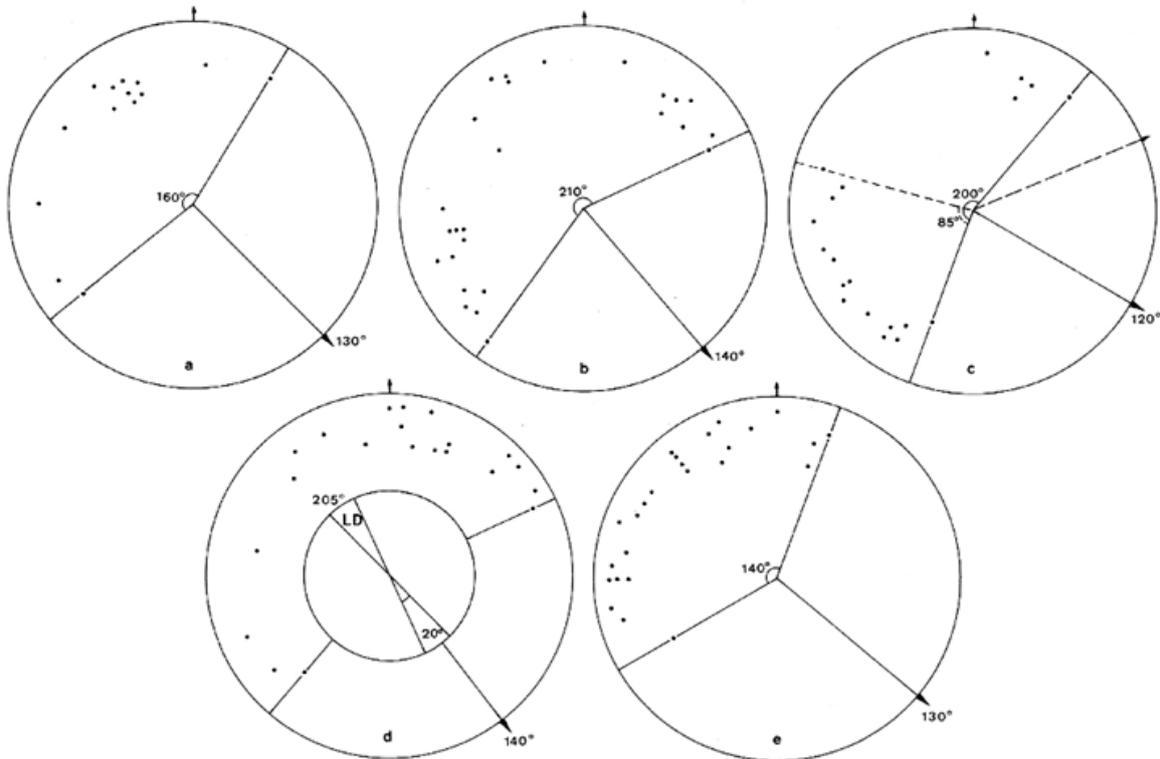


Fig. 33. — Exemples de dispersions des lignes de plus grande pente des feuillettes obtenues dans le Buntsandstein du SW des Vosges. Projections stéréographiques de l'hémisphère supérieur.

33a — Grès vosgien le long de la D42 à Jarménil (Vosges) ; feuille de Bruyères 5-6, coordonnées Lambert II du point central : $x = 914,750$, $y = 354,750$.

Gouttières parallèles comblées par progradation. La dispersion maximale est faible ; les pendages les plus fréquents, et les plus forts, indiquent à peu près la direction des paléocourants. Comparer à la fig. 12b.

33b — Grès vosgien au Saut du Brot, Jarménil (Vosges) ; feuille de Bruyères 5-6, coordonnées Lambert II du point central : $x = 914,250$, $y = 354,900$.

Cuillers parallèles à remplissage tangentiel. La dispersion maximale est forte ; les mesures proviennent surtout des flancs, qui sont plus développés, mais l'azimut du pendage le plus fort correspond sensiblement à celui des paléocourants. Comparer aux fig. 12a et 21.

33c — Couches intermédiaires du Ruisseau de la Noue à Fontenois-la-Ville (Haute-Saône) ; feuille de Plombières 5-6, coordonnées Lambert II du point central : $x = 888,150$, $y = 332,350$.

Stratifications obliques tabulaires. Il existe deux nuages de points nettement séparés correspondant à deux barres transversales différentes. La structure la mieux explorée montre une dispersion faible (85°) ; la direction de paléocourant déduite de cette seule structure dévie, d'environ 50° , de la direction générale du secteur.

33d — Grès à Voltzia dans la tranchée SNCF de La Forêt à La Chapelle-aux-Bois (Vosges) ; feuille de Plombières 3-4, coordonnées Lambert II du point central : $x = 896,500$, $y = 341,550$.

Forte dispersion des feuillettes due à une divagation des paléocourants. La direction de paléocourant déduite des pendages de feuillet est pratiquement identique à celle des linéations de délit (L.D.) ; la dispersion des pendages de feuillet dépasse de 25° l'angle plat théorique, mais la valeur de cet excès est très voisine de celle de la divergence des linéations (20°).

33e — Grès à Voltzia inférieur au NE du Mont Marot, Ormoiche (Haute-Saône) ; feuille de Luxeuil 3-4, coordonnées Lambert II du point central : $x = 896,700$, $y = 320,400$.

Malgré le regroupement, sur un même diagramme, des données très partielles fournies par plusieurs petits fronts de taille répartis sur environ 5 ha, la dispersion théorique de 180° n'a pu être atteinte.

Plus précisément, l'analyse de la courbe d'ajustement montre que, dans ces conditions, l'erreur éventuelle n'aurait qu'une chance sur dix de dépasser $\pm 20^\circ$. L'avantage de la méthode préconisée est donc net, puisque par statistique vectorielle classique, il faudrait de 25 à 35 mesures pour atteindre une précision du même ordre, dans des dépôts de cours d'eau «en tresse» (Ore, 1964, p. 11-13).

2 — DISPERSION DES FEUILLETS A L'ECHELLE REGIONALE

Le seul critère intervenant dans la sélection des affleurements étant l'obtention d'un angle de dispersion suffisant, ceux-ci peuvent être considérés comme répartis régionalement selon une parfaite grille de hasard. Aussi est-il possible d'établir, pour chaque formation étudiée, un diagramme de densité tridimensionnelle des pôles de feuillets de stratification oblique peu influencé par les défauts d'échantillonnage (fig. 34).

Dans les quatre unités stratigraphiques, les pôles sont nettement concentrés dans la moitié sud-est du diagramme, ce qui traduit d'une part une faible divagation angulaire des paléocourants responsables du dépôt de chacune des formations, et d'autre part une variation relativement faible, au cours du temps, de la direction générale, vers le Sud-Est, de ces paléocourants.

Un résultat plus inattendu est constitué par la mise en évidence de deux modes inégaux (dans le Grès vosgien et les Couches intermédiaires), ou d'un seul mode excentrique (dans le Grès à Voltzia), conférant aux diagrammes une nette *symétrie triclinique*, telle qu'elle apparaît normalement au niveau d'un seul affleurement (Wurster, 1958, fig. 25). Bien que des diagrammes de type voisin aient été obtenus dans la molasse miocène d'Allemagne du Sud (Kiderlen, 1931, fig. 9) et le Trias portugais (Palain, 1975, fig. II-4), dans la plupart des séries géologiques la symétrie devient monoclinique lors de la combinaison des données d'un nombre suffisant d'affleurements (Wurster, 1958, p. 352-355).

L'écart entre les *azimuts des deux modes* du Grès vosgien est de l'ordre de 70° , alors que celui correspondant aux Couches intermédiaires est nettement plus élevé : 90° . Cette différence est probablement à mettre en relation avec le type de structure dominant : stratifications obliques arquées dans le premier cas, stratifications obliques tabulaires dans le second. Signalons toutefois que le traitement des données par la méthode des diagrammes-compas (Tanner, 1955) n'accorderait aucune signification aux modes secondaires (fig. 35).

Quant à l'*unilatéralité de la dissymétrie*, systématiquement droite dans les trois formations, elle pourrait être une expression du caractère transgressif de l'ensemble de la série vers le Sud (Perriaux, 1961b, fig. 9 ; Courel *et al.*, 1973) : voir fig. 48. Il y a lieu de remarquer à ce sujet que les faciès gréseux du Conglomérat principal, qui sont essentiellement des dépôts d'étiage et ne sont donc pas directement liés à des épisodes transgressifs, sont les seuls à présenter à l'échelle régionale la symétrie monoclinique attendue.

3 — DISPERSION DES PALEOCOURANTS A L'ECHELLE REGIONALE

Dans le Buntsandstein des Vosges méridionales, nous n'avons retenu pour l'étude régionale qu'une seule direction de paléocourant par affleurement. Un tel choix revient à admettre, comme hypothèse de travail, que les variations de la direction des paléocourants entre affleurements peuvent être assimilées à celles des lits mineurs (de Martonne, 1940, p. 459) ou lits apparents (Derruau,

1974, p. 79) des cours d'eau responsables du dépôt. Ce n'est en fait qu'une approximation car, dans les modèles actuels d'épandages fluviaux dont l'ampleur est comparable à celle des formations triasiques du Nord-Est de la France, même les chenaux secondaires dépassent couramment une centaine de mètres de largeur : dimension rarement atteinte par les affleurements étudiés. Quant à la dispersion éventuelle entre grandes unités d'un même affleurement, elle ne peut guère être attribuée, en général, qu'aux divagations des chenaux d'étiage au sein du lit apparent.

La direction qui nous a servi à caractériser chaque affleurement était, dans la plupart des cas, la bissectrice de la dispersion maximale des azimuts de pendage de feuillet. Mais lorsque cette dispersion était insuffisamment grande, nous avons utilisé la direction donnée directement par d'autres structures telles que les linéations de délit ; les feuillets n'intervenant alors que pour indiquer le sens du déplacement. Chaque fois qu'il était possible d'identifier, sur le même affleurement, plusieurs grandes unités révélant des orientations différentes (dans le Grès à Voltzia en particulier), c'est la moyenne vectorielle des directions individuelles qui a été choisie. Mais les unités dont l'importance volumétrique était nettement subordonnée ont été négligées (Iriondo, 1973).

Pour chaque formation étudiée, il a été établi un histogramme circulaire des directions de paléocourants (fig. 36), et la résultante vectorielle correspondante a été calculée. Afin d'obtenir une comparaison rigoureuse des méthodes, seuls ont été utilisés dans cette opération les affleurements ayant déjà servi à la réalisation des diagrammes de densité.

1 – Dissymétrie de la distribution.

La distribution reste dissymétrique dans les trois cas reconnus précédemment : les directions locales s'écartent de la direction générale (Sud-Est) plus souvent vers le Sud que vers l'Est. Mais cette disposition n'est plus nécessairement liée à la structure même des dépôts ; la forme de la région étudiée et son orientation par rapport à celle du bassin pourraient suffire à l'expliquer (fig. 44). Il est d'autre part remarquable que, si la distribution des azimuts de pendages de feuillets avait été assimilée à celle des paléocourants, cette dernière aurait présenté une dissymétrie inverse : avec une direction dominante vers le Sud, indiquée par le mode principal, et une déviation préférentielle vers l'Est, correspondant au mode accessoire. Et la représentation des données sous forme de diagrammes-compas aurait encore renforcé cette impression erronée, par suite de la sélection d'un seul des deux modes (fig. 35).

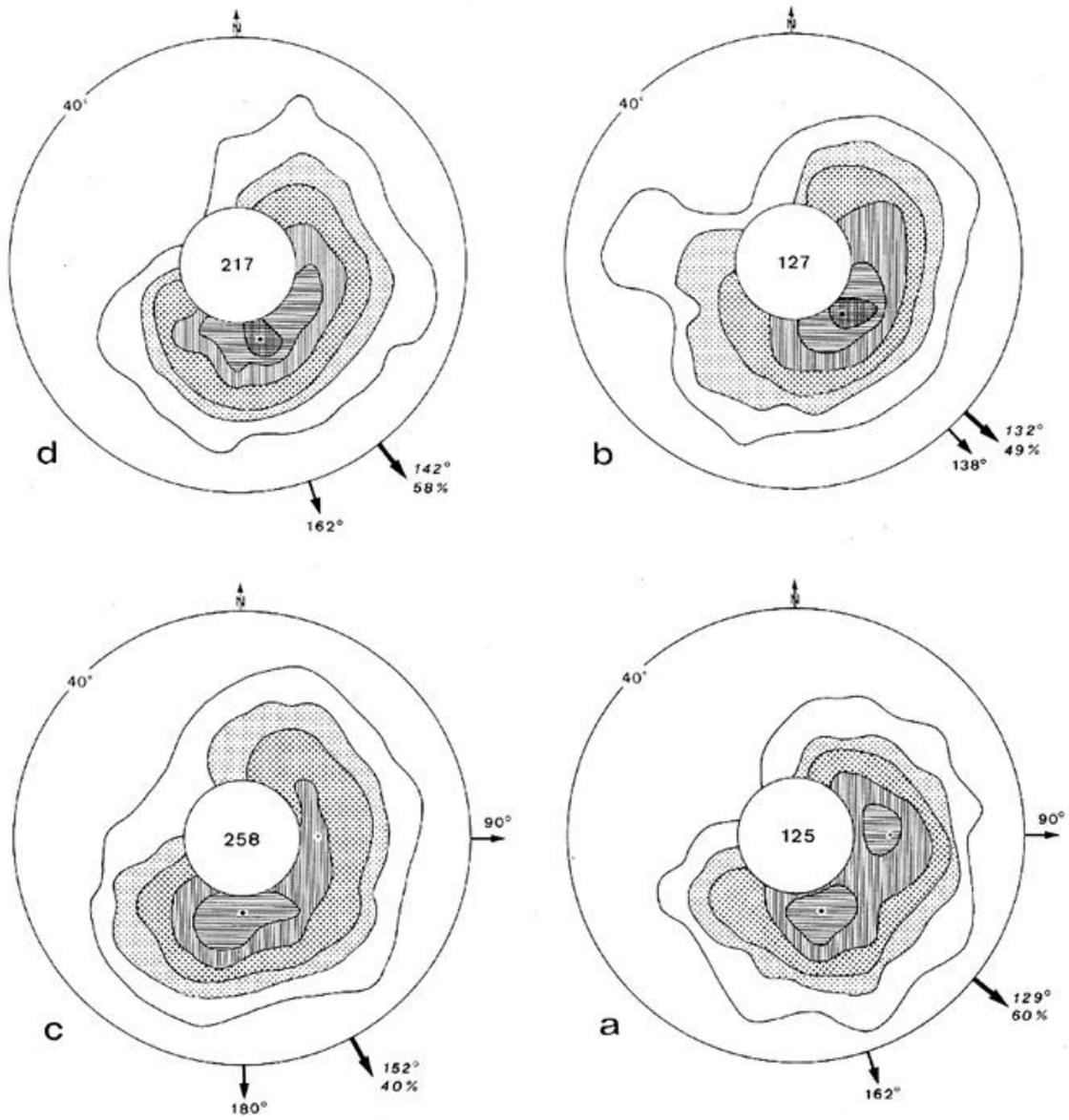
Alors que les histogrammes des autres formations sont unimodaux, celui du Conglomérat principal est bimodal. Cette anomalie, qui n'est liée qu'à des irrégularités de la surface infra-triasique (voir IV-B), permet d'avancer une nouvelle hypothèse pour l'explication de la symétrie monoclinique du diagramme de densité : cet aspect pourrait n'être qu'un artefact résultant de l'interférence de deux populations elles-mêmes bimodales. En fait cette hypothèse n'est pas vérifiée par l'examen des dispersions afférentes à chacun des deux modes de l'histogramme des paléocourants.

2 – Dispersion des directions individuelles autour de l'orientation générale.

L'importance de cette dispersion est toujours faible : inférieure à $\pm 90^\circ$, ce qui se traduit par des valeurs élevées du module de la résultante vectorielle : 74 à 96 %. Les deux seuls exemples de courants dont le sens est opposé à la tendance générale sont dus à des conditions tout à fait particulières.

Celui du Grès à Voltzia provient d'une des carrières du Pontcey à Aillevillers (Haute-Saône), feuille de Plombières 7-8, coordonnées Lambert II : $x = 899,700$, $y = 332,450$. Il a été relevé dans les premiers niveaux sableux surmontant une vaste lentille argilo-silteuse, de puissance exceptionnelle (plus de 2,5 mètres), et qui correspond sans doute au comblement incomplet d'un bras mort par des apports latéraux.

Celui des Couches intermédiaires a été observé dans un chemin creux de la vallée des Novelots à Fougerolles (Haute-Saône), feuille de Plombières 7-8, coordonnées Lambert II : $x = 908,800$, $y = 329,450$. Il pourrait être en relation avec un réajustement consécutif à une différence d'alluvionnement de part et d'autre d'un neck rhyolitique (fig. 37).



d – Grès à Voltzia c – Couches intermédiaires b – Niveaux gréseux du Conglomérat principal a – Grès vosgien

Concentration (= % de pôles par 1/100 de surface) :

□ 1 - 4	▨ 16 - 24	• Mode principal
▤ 4 - 8	▧ 24 - 32	• Mode secondaire
▩ 8 - 16	▪ > 32	

➔ Somme vectorielle des azimuts des normales aux feuillets : Azimut et module en %.

➔ Mode principal

➔ Mode secondaire

Fig. 34. – Dispersion régionale des orientations de feuillet (pôles des normales) présentée sous forme de diagrammes de densité. Projection équiréale sur l'hémisphère supérieur.

Le nombre de mesures figure au centre des diagrammes.

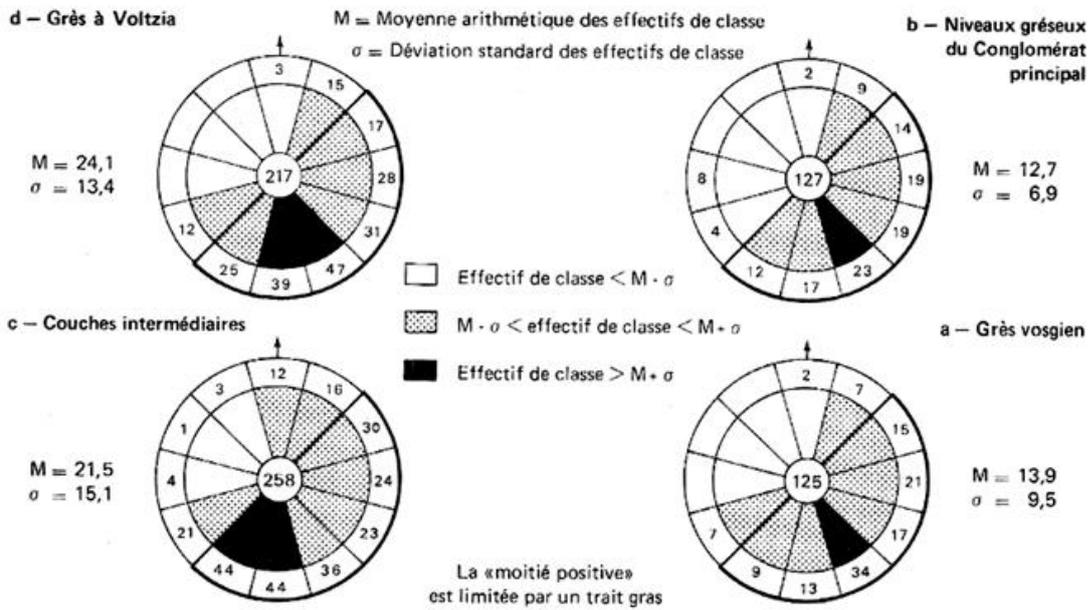


Fig. 35. – Dispersion régionale des orientations de feuillet (azimuts des pendages) présentée sous forme de diagrammes-compas.

Pour chaque formation, l'effectif des différentes classes angulaires est indiqué en périphérie du diagramme et le nombre total de mesures figure au centre.

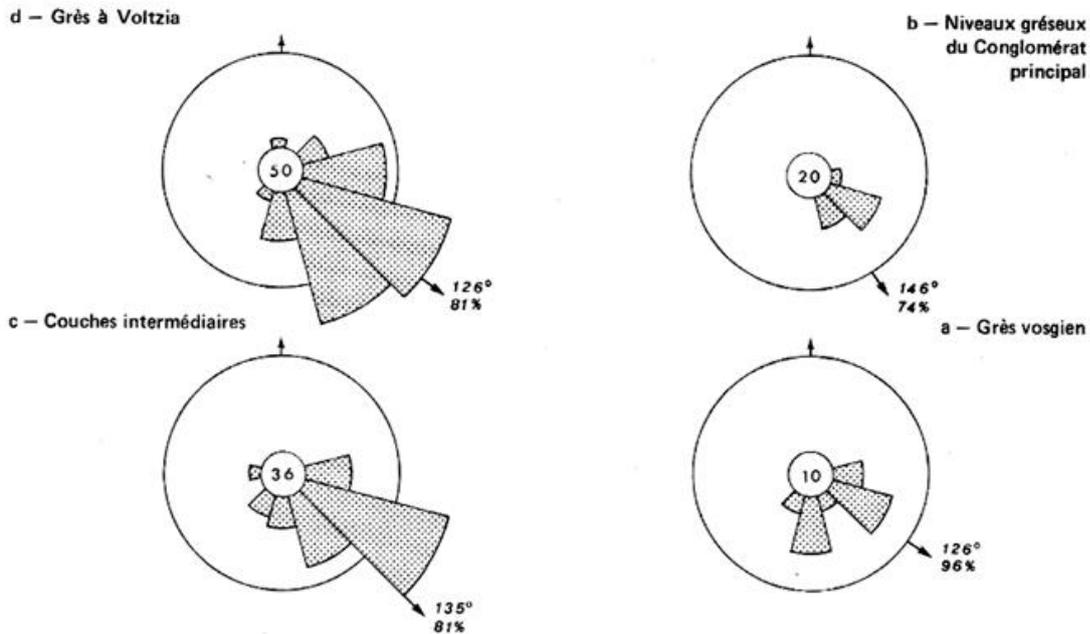


Fig. 36. – Dispersion régionale des paléocourants déduits des différents affleurements (une valeur par affleurement).

Le nombre de mesures figure au centre de chaque histogramme circulaire. En périphérie sont indiqués l'azimut et le module de la résultante vectorielle (flèche).

TRAITEMENT DES PALÉOCOURLANTS DES PONCTUELS (1 valeur par affileurement)	GRES A VOLTZIA		COUCHES INTERMÉDIAIRES		NIVEAUX GRÉSEUX DU CONGLOMÉRAT PRINCIPAL		GRES VOSGIEN	
	Résultante vectorielle	{ Azimut Module	126° 81 %	135° 81 %	146° 74 %	126° 96 %		
Modalité	Unimodal	Unimodal	Unimodal	Bimodal	Unimodal			Unimodal
Déviatiun préférentielle	Sud	Sud	Sud	-	Sud			Sud

TRAITEMENT DES FEUILLETS DE STRATIFICATION OBLIQUE Dispersion réelle	Résultante vectorielle	{ Azimut Module	142° 58 %	152° 40 %	132° 49 %	129° 60 %		
Modes	{ Principal Secondaire Bissectrice	162°	180° 90°	138°	162° 90°			
« Minimum arrow » au contour 4 %		133°	135°	151°	126°			
Modalité	Unimodal	Unimodal	Unimodal	Unimodal	Unimodal			Unimodal
Déviatiun préférentielle	Est	Est	Est	Est	Est			Est
Azimut modal	165°	195°	150°	150°	150°			150°
« Minimum arrow »	135°	120°	120°	120°	135°			135°
« Moitié positive »	135°	135°	135°	135°	135°			135°

Sur diagramme-compass de Tanner								

Tabl. 1. — Orientation générale des paléocourants dans le Buntsandstein du SW des Vosges obtenue par diverses méthodes (les azimuts sont donnés en N θ ° E).

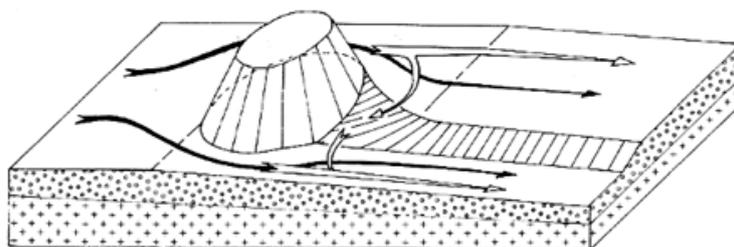


Fig. 37. — Origine possible de courants locaux de direction anormale à l'aval d'un obstacle.

— Flèches noires : Trajectoires des paléocourants lors du dépôt du Conglomérat principal. La branche passant derrière le culot rhyolitique, de compétence moindre, a alluvionné plus rapidement que la branche située au premier plan.

— Flèches blanches : Trajectoires des paléocourants lors de la reprise de la sédimentation (dépôt des Couches intermédiaires).

3 — Orientation générale des paléocourants.

L'azimut de la résultante vectorielle est dirigé en gros vers le Sud-Est et varie peu d'une formation à l'autre : la même direction se retrouve à la base et au sommet de la série, et la différence maximale, qui ne dépasse pas 20° , ne tient qu'à des déviations locales à la base du Conglomérat principal, lorsque celui-ci est directement transgressif sur le socle (voir IV-B).

Le tableau 1 présente une comparaison de ces résultats avec ceux obtenus par le traitement des feuillets de stratification oblique directement à l'échelle régionale. Si les données sont présentées sous forme d'un diagramme de densité, c'est la bissectrice des deux modes, ou à défaut celle du secteur de plus faible densité (*minimum arrow*), qui donne la direction la plus sûre ; et si elles sont présentées en diagramme-compass, c'est l'axe de symétrie de la «moitié positive».

4 — CONCLUSION

Le traitement de l'orientation des feuillets de stratification oblique directement à l'échelle régionale peut apporter, dans certains cas, des indications sur la *nature du milieu* de dépôt. Ainsi, la mise en évidence d'une triclinicité sur les diagrammes de densité confirme, pour trois des formations étudiées (dont le Grès à Voltzia), une mise en place dans des conditions hydrodynamiques de type purement fluvial. Mais cette méthode ne peut donner qu'une image très déformée de la *géométrie du réseau* fluvial, car elle mélange la dispersion due à la forme même des structures sédimentaires avec celle qui provient de la divagation des courants proprement dits.

Une analyse de paléocourants devrait donc comporter, ainsi que l'a rappelé récemment R.C. Selley (1976, p. 236), au minimum *quatre étapes successives* pour aboutir à une interprétation acceptable des données :

- (1) mesure de l'orientation des figures directionnelles,
- (2) déduction de paléocourants locaux,
- (3) traitement statistique et cartographique des orientations de paléocourants,
- (4) déductions paléogéographiques régionales.

Cette démarche n'est malheureusement pas systématiquement suivie, et il est regrettable que de nombreuses publications présentent encore des histogrammes circulaires de «paléocourants» sans qu'il soit précisé s'il s'agit de simples mesures d'orientation de feuillets ou d'autres structures isolées, ou s'il s'agit déjà de directions déduites.

La plupart des auteurs entendent par paléocourants « locaux » ceux qui sont déduits de l'ensemble des structures en présence sur chaque affleurement, et ils passent immédiatement à l'examen de la distribution régionale de ces paléocourants. Mais par cette façon de procéder, il n'est possible de mettre en évidence l'influence de plusieurs facteurs, dans l'importance de la dispersion, que si cette dernière se révèle bi- ou polymodale.

En milieu fluvial, elle est presque toujours unimodale, c'est pourquoi la fluctuation des directions de paléocourants n'est généralement attribuée qu'à un seul facteur : la tendance plus ou moins marquée au méandrement (Selley, 1968, p. 102). Il existe pourtant d'autres possibilités ; et le cas des *bar finger sands* du delta du Mississippi, dont les azimuts varient de plus de 180°, mais qui sont déposés par des chenaux pratiquement rectilignes (Fisk, 1961), en constitue un exemple particulièrement démonstratif. En fait, *les composantes d'une dispersion régionale* des paléocourants déduits de différents affleurements se situent schématiquement à trois niveaux d'organisation différents, qui correspondent à peu près aux rangs 1, 2 et 3 de la « hiérarchie des structures sédimentaires » proposée par A.D. Miall (1974, fig. 1) :

(a) Géométrie d'ensemble du réseau fluvial ; ce réseau peut être simple ou ramifié, et dans ce dernier cas anastomosé, contributif ou distributif.

(b) Allure générale de chaque branche ; celle-ci peut être rectiligne ou régulièrement arquée, elle peut aussi présenter de brusques coudes très espacés.

(c) Morphologie des différents tronçons (chenaux) du lit apparent de chaque branche ; chacun de ces chenaux peut être droit (simple ou en tresse) ou montrer une sinuosité ⁽¹⁾ plus ou moins marquée.

Le problème de la détermination de la part qui revient à la sinuosité sera abordé dans l'interprétation paléogéographique de chacune des formations étudiées, mais plus particulièrement développé à propos du Grès à Voltzia, qui présente la dispersion régionale la plus accentuée.

IV – INTERPRÉTATIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

L'interprétation conjointe des directions ponctuelles de paléocourant fournies par les différents affleurements, localisés sur la figure 38 ⁽²⁾, et des limites d'extension originelle des différentes formations, permettent de reconstituer l'évolution des épandages fluviaux du Buntsandstein (fig. 39). Avant de passer à l'étude des problèmes propres à chacune de ces formations, une constatation d'ordre général s'impose : c'est la *constance remarquable, dans l'espace comme dans le temps, des directions de transport NW-SE*. Elle conduit à modifier considérablement les conceptions antérieures en

(1) La « sinuosité » est caractérisée par la valeur du rapport : Longueur du chenal / Longueur de vallée correspondante (Leopold *et al.*, 1964, p. 281). Il est possible d'en avoir une évaluation à partir de l'amplitude δ° des variations d'orientation du chenal (Langbein et Leopold, 1966, p. 5 ; modifié par Miall, 1976, p. 469) :

$$\text{Sinuosité} = 1 / (1 - (\delta^\circ / 252)^2),$$

ou à partir de la variance V (en radians) des différentes orientations du chenal (Ferguson, 1977) :

$$\text{Sinuosité} = 1 / (1 - V/2 + V^2/8 - V^3/48).$$

Bien que méandrement et sinuosité soient deux notions sensiblement différentes, la limite inférieure la plus couramment admise pour qu'un chenal soit qualifié de méandrique est de 1,5.

(2) Près de 150 affleurements ont permis des mesures de paléocourants relativement dignes de confiance. Mais, pour des raisons de clarté, les résultats provenant de plusieurs affleurements peu éloignés ont été parfois regroupés et figurés par une seule flèche sur la carte. D'autre part, la carte ne s'étend pas jusqu'au versant alsacien, où les affleurements utilisables sont tous localisés dans le champ de fractures de Guebwiller, de faible extension.

ce qui concerne l'origine des matériaux d'une part et l'éventuelle influence du massif vosgien dans la sédimentation triasique d'autre part.

— *Dans l'espace*, la même direction d'apport se retrouve jusqu'au niveau des affleurements les plus occidentaux : entre Darney et Vittel ainsi qu'autour de Chatillon-sur-Saône. Elle confirme l'hypothèse que nous avons proposée, à la suite de F. Forche, pour expliquer la dispersion apparente des galets (fig. 4 c-d) et selon laquelle les matériaux auraient pénétré par le Nord-Ouest dans la partie méridionale du bassin lorrain. Il n'est donc plus possible de localiser la zone nourricière (*Gallische Land* de R. Brinkmann, 1926) dans la région axiale de l'actuel seuil morvano-vosgien, «à une cinquantaine de kilomètres au SW de Darney», ainsi que le supposait J. Perriaux (1961b, p. 198 ; 1963b, p. 784).

D'autres arguments viennent à l'appui des résultats fournis par les paléocourants. Les galets de quartz et de lydienne présentent généralement dans la région de Darney, comme dans le reste des Vosges gréseuses, un indice d'éroulé extrêmement élevé, qui témoigne d'une origine très lointaine (ou d'un remaniement, peu probable, d'éléments d'un cycle antérieur) ; et les galets à éroulé faible, très abondants sur certains affleurements, que J. Perriaux (1961b, p. 133) a utilisés comme preuve d'un transport court (de quelques dizaines de kilomètres), ne doivent ce caractère qu'à un nouveau façonnement acquis, près du lieu de dépôt, sous l'effet d'une intense corrosion éolienne (Durand, 1972). D'autre part, la faible intensité de l'érosion en direction du SW, au cours du Buntsandstein, est attestée par la conservation de lambeaux de paléosol («zone violette» à cornaline) que nous avons retrouvés à Chatillon-sur-Saône, entre socle granitique et Couches intermédiaires ; au-delà, vers Langres, les sondages récents ont montré que la transgression du Muschelkalk moyen n'a rencontré aucun relief résiduel (à l'exception du minuscule inselberg de Bussièrès-lès-Belmont), mais s'est au contraire étalée sur une véritable pédiplaine (Courel *et al.*, à paraître). De toute manière le seuil morvano-vosgien présente, entre les derniers affleurements de Grès à Voltzia et le Morvan, une superficie beaucoup trop faible (de l'ordre de 6500 km²) pour avoir fourni les quelque 56000 km³ de sédiments qui peuvent être attribués à la «Province gauloise» d'après les évaluations les plus récentes (Leggewie *et al.*, 1966, p. 573).

Si les paléocourants permettent de localiser grossièrement la zone d'arrivée des matériaux dans le bassin de sédimentation, ils sont cependant insuffisants pour retrouver la région nourricière, qui est sans doute beaucoup plus lointaine. Ce sont essentiellement des arguments pétrographiques qui laissent à penser que cette dernière devait être située dans le Sud de l'actuel Bassin de Paris (Courel *et al.*, 1973, p. 552) ; les matériaux, issus de la partie septentrionale du Massif Central et de la partie orientale du Massif Armoricain, auraient été acheminés vers le bassin germanique par l'intermédiaire d'une large gouttière entre Morvan et Champagne (*Ibid.*, fig. 1-I).

— *Dans le temps*, les directions de transport vers le SE sont dominantes depuis le Grès vosgien jusqu'au Grès à Voltzia, comme l'indiquaient déjà les histogrammes circulaires de la figure 36 ; la réinterprétation des affleurements du champ de fractures de Guebwiller a montré qu'elles se retrouvaient également sur le versant alsacien, jusqu'au sommet de la série (fig. 30). Dans la partie méridionale de la région étudiée, les directions ont tendance à s'infléchir vers le Sud au fur et à mesure de l'élargissement de la zone d'épandage lié à l'envoyage progressif de l'Eperon bourguignon par la sédimentation gréseuse. Il n'est donc nul besoin de faire appel à la surrection, au début du dépôt du Grès à Voltzia, d'un «seuil vosgien» à l'emplacement des Hautes-Vosges actuelles et sur lequel aucun sédiment ne se serait plus déposé (Perriaux, 1961b, p. 191-195), pour expliquer la disposition des paléocourants de cette formation.

L'hypothèse d'un «seuil vosgien» triasique s'appuyait essentiellement sur les variations de puissance du Grès argileux (*Ibid.*, pl. I-II) ; il convient toutefois de rappeler que les limites de cette unité lithostratigraphique très peu épaisse sont généralement trop difficiles à établir avec précision (Durand et Jurain, 1968, p. 85 ; Hilly, 1970, p. 232) pour permettre la réalisation d'une carte d'isopaques cohérente.

Une érosion éventuelle de ce «seuil», dont J. Perriaux a pensé déceler l'influence dès le Buntsandstein moyen (1961b, p. 143), a été invoquée à plusieurs reprises : dès le Muschelkalk moyen, pour alimenter les «Grès inférieurs» du Morvan et de la bordure nord-est du Massif Central (Courel, 1973, p. 88), et à la fin du Trias pour alimenter les «Grès rhétiens» de Lorraine (Perriaux, 1961b, p. 194-195). La première supposition ne peut être retenue, car le Muschelkalk moyen se présente, entre Vosges et Morvan, sous son faciès argileux classique ; quant à la seconde, elle est infirmée par les travaux récents montrant qu'au Rhétien, les matériaux grossiers pénétraient dans le bassin par l'intermédiaire du Sillon eifélien (Muller *et al.*, 1976, p. 173).

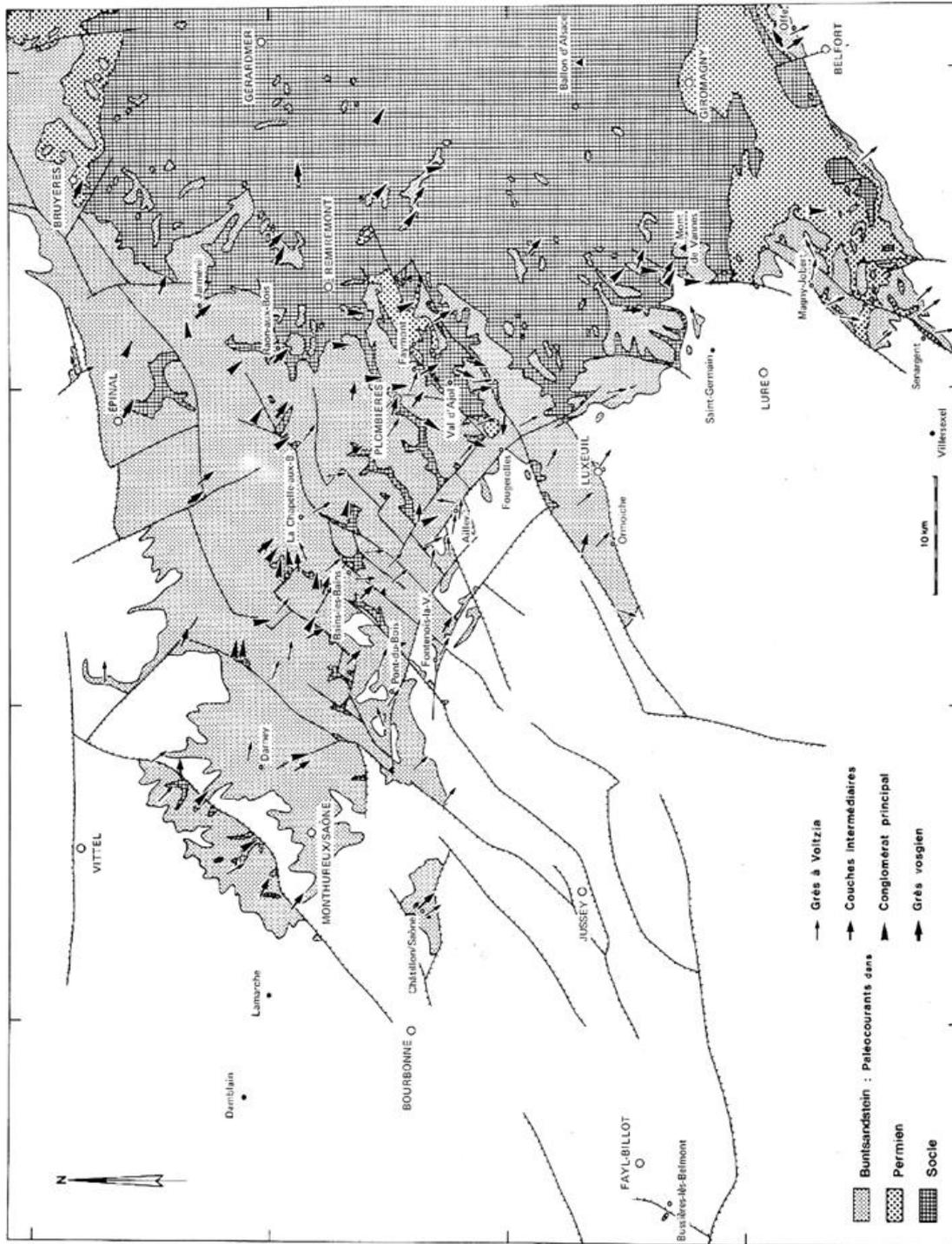


Fig. 38. — Localisation des mesures de paléocourants dans le Buntsandstein du Sud-Ouest des Vosges.

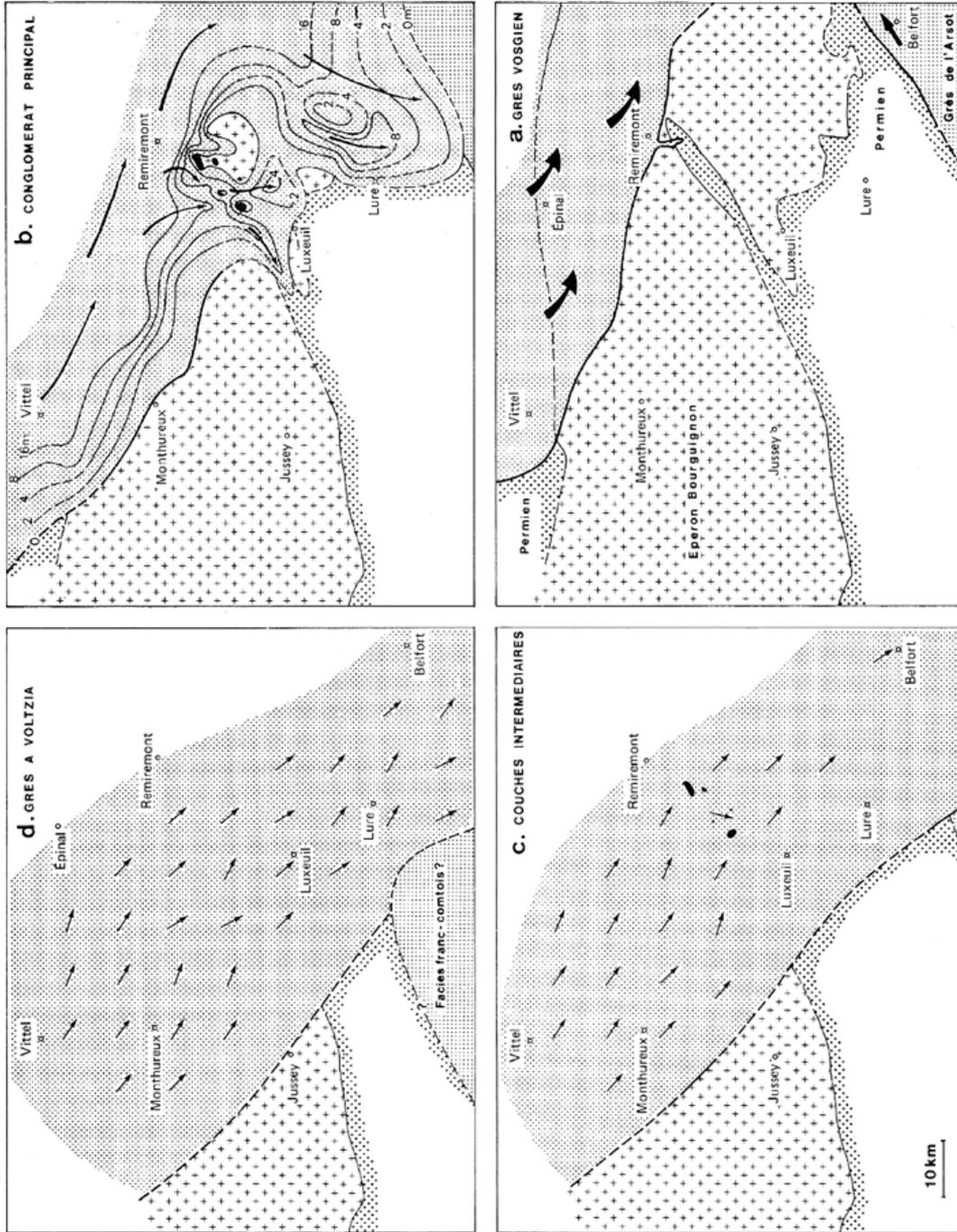


Fig. 39. — Évolution paléogéographique du Buntsandstein du Sud-Ouest des Vosges.

Les flèches indiquent les directions moyennes de paléocourants.

A – GRES VOSGIEN

1 – TYPE DE RÉSEAU FLUVIATILE

Bien que les mesures de paléocourants sur le Grès vosgien soient peu nombreuses, elles sont réparties sur l'ensemble de la zone d'extension que présente la formation dans la région étudiée, et suffisent pour se faire une idée de l'allure générale du réseau fluvial responsable de son dépôt. Le caractère le plus saillant est la grande régularité des directions d'écoulement. La dispersion maximale observée régionalement n'y dépasse pas 90° (fig. 36a), ce qui correspondrait, pour un chenal isolé, à une *sinuosité inférieure à 1,15*, caractéristique des chenaux «droits», simples ou en tresse (Schumm, 1968, fig. 3).

D'après les exemples tant actuels (Fisk, 1961) qu'anciens (Wurster, 1964 ; Palain, 1966 ; Moody-Stuart, 1966), les réseaux de chenaux «droits» simples paraissent liés à un transport de matériaux fins ; ces chenaux montrent d'autre part une très faible tendance à la migration latérale. Ainsi les formations correspondantes comprennent-elles de grands corps sableux, souvent anastomosés, allongés plus ou moins parallèlement à l'orientation générale des courants, et séparés par de vastes bandes de faciès de plaine inondable (faciès latéral), de nature silto-argileuse. Ces traits spécifiques sont forts éloignés de ceux du Grès vosgien, de granulométrie moyenne à grossière, où les lithofaciès argileux ne se retrouvent guère que sous forme de galets intraformationnels.

Le seul modèle sédimentologique applicable au Grès vosgien de la partie méridionale du bassin serait donc celui d'un *réseau anastomosé de chenaux en tresse* (Allen, 1965, fig. 35B). L'unique objection qui pourrait être opposée à cette hypothèse est l'importance volumétrique relativement faible des stratifications obliques tabulaires (Ore, 1964, p. 14). Il convient toutefois de signaler que l'aspect discontinu et lenticulaire de la stratification, dû à la multiplicité des remaniements successifs, qui est d'ailleurs une des caractéristiques majeures des dépôts de chenaux en tresse (*Ibid.*, p. 10), constitue bien souvent un obstacle à la reconnaissance des faisceaux tabulaires ; et la persistance, à l'échelle régionale, d'une bimodalité sur les diagrammes de densité des pôles de feuillet de stratification oblique (fig. 34a) indique que la fréquence des faisceaux de ce type est probablement supérieure à celle que laisse supposer l'observation directe des affleurements. Notons d'autre part que les dépôts de nombreux cours d'eau à chenaux en tresse, actifs ou fossiles, montrent, à l'inverse des cas étudiés plus particulièrement par H.T. Ore, une prédominance des faisceaux de stratification oblique arquée (Doeglas, 1962 ; Coleman, 1969 ; Beuf *et al.*, 1971 ; Williams, 1971) et que souvent, parmi ces faisceaux, le type *scour-and-fill* est, comme dans le Grès vosgien (fig. 21), particulièrement bien représenté (Augustinus et Riezebos, 1971 ; Reineck et Singh, 1973).

Des facteurs très variés ont été invoqués dans la littérature pour la genèse des réseaux en tresse (Leopold *et al.*, 1964 ; Schumm, 1968 ; Smith, 1970 ; Beuf *et al.*, 1971) ; ils sont souvent interdépendants et il est encore difficile d'y établir une hiérarchie. Les plus importants semblent cependant : la faible résistance des berges à l'érosion et l'importance de l'alluvionnement. La mobilité des berges peut être favorisée par des causes extrinsèques : importance du débit, de la pente, irrégularité du régime d'écoulement, ou des causes intrinsèques : faible proportion d'argiles, discontinuité du couvert végétal. La rareté des fines au niveau des berges ne doit pas nécessairement être rapportée à une faible turbidité des eaux (Williams, 1971, p. 32) ; les décrues rapides et l'absence de végétation sont défavorables à leur décantation sur la plaine inondable, la déflation éolienne peut s'opposer à leur fixation. L'intensité de l'alluvionnement est déjà contrôlée en partie par l'érosion des berges, qui d'une part remet en mouvement des matériaux et d'autre part abaisse la capacité de transport ; mais elle est largement favorisée par une charge solide de granulométrie grossière et surtout hétérogène.

En ce qui concerne le Grès vosgien, les caractéristiques granulométriques – fraction sableuse assez bien classée, mais mêlée de graviers et galets – et les conditions climatiques franchement arides

qui ont régné sur le bassin de sédimentation du Buntsandstein moyen (Durand, 1972) suffiraient à expliquer la morphologie en tresse du réseau hydrographique. Mais il est également très probable que le régime du grand fleuve allogène ⁽¹⁾ ayant transporté les matériaux du Grès vosgien était extrêmement irrégulier, comme celui des modèles actuels d'ampleur comparable rencontrés dans les régions de basse latitude.

2 - RELATIONS AVEC LA PALEOPENTE

1 - Exposé du problème.

La notion de paléopente ne s'est dégagée que très lentement de celle de direction de transport, voire d'apport. Ainsi, il y a encore moins d'une vingtaine d'années, W.A. Pryor définissait la paléopente comme «*the inferred slope, or gravity gradient, down which ancient sediments have been transported*» (1961, p. 124). Une telle conception ne peut être fructueuse puisqu'elle revient, en pratique, à introduire une simple synonymie. C'est pourquoi nous pensons qu'il faut conserver au terme de paléopente son sens purement étymologique, qui correspond au *pendage moyen de la surface topographique (aérienne ou sous-aquatique), dans la région étudiée, à un moment donné de l'histoire du bassin.*

Dans les ensembles sédimentaires marins, où les courants peuvent être d'origines diverses, les différents auteurs ont ainsi systématiquement cherché à déterminer la paléopente régionale par des critères variés, autres que la direction des paléocourants. Ce sont essentiellement : l'orientation des figures de glissement (*slumpings*) dans les séries de type flysch (Dzulyński et Walton, 1965), et les normales aux isopiques majeures (ou aux gradients de faciès) indiquant le passage des faciès continentaux aux faciès marins ou, à défaut, des faciès argilo-gréseux aux faciès carbonatés, dans les séries de plate-forme (Potter et Pettijohn, 1963). Cette démarche a permis de montrer la multiplicité des types de relations entre paléopente et paléocourants dans ce genre d'environnement (Klein, 1967 ; Selley, 1968 ; Hoque, 1975).

Dans les ensembles sédimentaires fluviaux, où l'origine des courants est nécessairement gravitaire, il est très généralement admis que la direction de la paléopente régionale peut être assimilée à celle des paléocourants (Potter et Pettijohn, 1963, p. 83 ; Beuf *et al.*, 1971, p. 171 ; Friend et Moody-Stuart, 1972, p. 18 ; Pettijohn *et al.*, 1972, p. 140), ce qui a conduit R.C. Selley à ne proposer, parmi ses 12 modèles de paléocourants, que deux modèles fluviaux : l'un radiaire, typique des cônes de déjection, et l'autre centripète (1968, fig. 4). Ces deux modèles s'appliquent plutôt à un paysage de piémont, auquel fait suite une plaine côtière, qu'à un véritable bassin. Si l'on remarque d'une part que les écoulements se concentrent, dans un bassin, non pas sur les pentes les plus fortes, mais sur les plus faibles, ce qui peut entraîner une divergence entre paléocourants et paléopente régionale, et d'autre part que de nombreux bassins sont oblongs et reçoivent la grande majorité de leur alimentation (liquide et solide) d'une de leurs extrémités (Kuenen, 1957 ; Pryor, 1961), on est amené à reconnaître, dans un même bassin, quatre zones différentes, caractérisées par des systèmes de paléocourants particuliers, se succédant d'amont en aval (fig. 40).

- Dans la partie amont ou proximale :

A. Des systèmes radiaires juxtaposés, plus ou moins coalescents latéralement, conformes à la paléopente régionale.

B. Un système convergent ou centripète, conforme à la paléopente régionale.

(1) Un cours d'eau est dit «allogène» dans une région donnée si, pour des causes lithologiques (karst) ou climatiques (désert), il n'y reçoit pas d'affluents.

- Dans la partie aval ou distale :
- C. Un système longitudinal, parallèle à la paléopente régionale du centre du bassin (paléopente axiale), mais sensiblement perpendiculaire à la paléopente régionale des marges (paléopente radiale).
- D. Un système divergent ou centrifuge, qui se manifeste non seulement sur le haut-delta, mais aussi chaque fois que les marges tendent à s'éloigner brutalement.

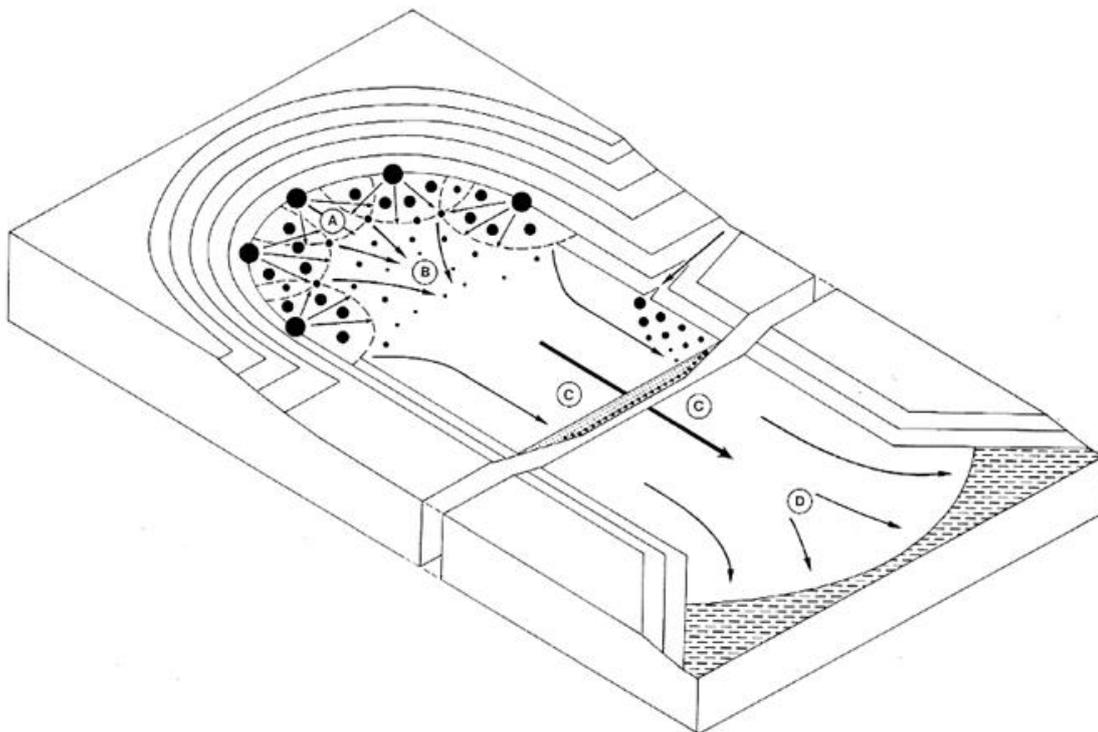


Fig. 40. – Modèle de bassin fluvial montrant : – la succession longitudinale des systèmes de paléocourants (A, B, C et D), – la localisation des conglomérats de zone mobile.

2 – Application au Grès vosgien.

Le seul élément dont on dispose pour reconnaître la paléopente régionale au moment du dépôt du Grès vosgien est l'inclinaison de la surface de discontinuité majeure infra-triasique⁽¹⁾, sur laquelle repose directement la formation (Potter et Pettijohn, 1963). L'azimut de cette paléopente devait être sensiblement perpendiculaire à la limite d'extension initiale du Grès vosgien, qui peut être assimilée en première approximation au *paléostrike*⁽²⁾. Cette limite a pu être cartographiée avec une précision acceptable grâce à de nombreuses vallées encaissées jusqu'au socle ; elle est remarquable-

(1) La discordance majeure par l'intermédiaire de laquelle les grès reposent sur le socle hercynien a souvent été qualifiée de «surface prétriasique». Dans la mesure où la série ne débute que par des niveaux relativement tardifs (absence du Buntsandstein inférieur et d'une grande part du Grès vosgien), il est très probable que le façonnement de la surface en question s'est poursuivi au cours du Trias inférieur. Nous préférons donc, avec N. Theobald et K. Britz (1951), utiliser le terme, purement géométrique, de «surface infra-triasique». C'est pour une raison analogue que S. Beuf *et al.* (1971, p. 17) ont abandonné, au Sahara, le terme de «surface précambrienne» au profit de celui de «surface infra-tassilienne».

(2) En géologie structurale le terme de «*strike*» désigne la direction d'un plan ; cette dernière est perpendiculaire au pendage.

ment régulière et indique une paléopente régionale uniformément inclinée vers le Nord-Est (fig. 39a). L'influence d'éventuels bassins locaux, plus subsidents, orientés SW-NE (Jurain et Perriaux, 1963 ; Laugier, 1963) n'est pas perceptible. Le seul « accident » notable est constitué, au Sud de Remiremont, par une dépression de quelques kilomètres d'extension, centrée sur la partie orientale du bassin permien du Val-d'Ajol où affleuraient des niveaux tendres, riches en argiles ; elle communiquait avec le reste du bassin par un goulet étroit, orienté vers le NW, en direction de Raon-aux-Bois, c'est-à-dire perpendiculairement à l'axe du bassin permien.

La valeur de la paléopente régionale est beaucoup plus difficile à apprécier. En admettant que, lors de la formation du paléosol hydromorphe de très grande extension que représente la Zone-limite violette, la pente sédimentaire était à peu près nulle en tous sens, ce qui ne peut cependant être prouvé, la pente initiale moyenne de la surface infra-triasique aurait été inférieure à 4 ‰ entre la région de Remiremont au SW (0 m de Grès vosgien) et Raon l'Étape au NE (200 m de Grès vosgien). Cette surface correspondrait donc déjà plus à une véritable *pédiplaine* qu'à un simple glacis ou pédiment (Derruau, 1974, p. 216-218), d'autant plus que la valeur déduite est sans doute bien supérieure à celle de la paléopente réelle. F. Forche a en effet montré (1935, p. 49) que, vers le SE du bassin, les directions de paléocourants tendaient à recouper les isopaques de manière centripète, ce qui indique clairement un taux de subsidence plus important vers le centre du bassin que sur ses marges.

Les paléocourants du Grès vosgien sont orientés à peu près *perpendiculairement à la paléopente régionale* qui vient d'être définie (fig. 39a), ce qui indique que la région étudiée était située *dans la partie distale* du bassin, plus précisément dans la zone C du modèle proposé précédemment (fig. 40). Un tel dispositif est favorisé par l'absence quasi-totale d'apports latéraux ⁽¹⁾ due aux conditions paléoclimatiques et paléotopographiques qui régnaient dans les Vosges pendant le dépôt du Buntsandstein moyen, mais il peut se retrouver même lorsque les marges du bassin fournissent une notable quantité de matériaux, ainsi que l'ont récemment démontré J. Stets et P. Wurster (1977a) dans le Keuper de Bavière. Dans le détail, le contrôle de l'orientation des paléocourants par le *paleostrike* apparaît assez nettement. Il est probable que dans la partie axiale du bassin le système devait être nettement divergent car, dans le Nord du secteur étudié, les courants avaient plutôt tendance à se diriger vers la marge (orientée en moyenne N 115° E), ce qui se traduit par une moyenne vectorielle générale N 126° E ; mais plus au Sud, les écoulements subissaient une nette déflexion vers l'Est à l'approche de la zone axiale de l'Eperon bourguignon, qui limitait encore nettement le bassin lorrain.

Un même contrôle *indirect* des paléocourants par la paléopente régionale se retrouve à l'extrémité méridionale des Vosges, dans les Grès de l'Arsot, dont les directions de paléocourants confirment l'origine franc-comtoise, voire bourguignonne, déduite des caractéristiques pétrographiques.

B — CONGLOMÉRAT PRINCIPAL

Au cours de la mise en place du Conglomérat principal, le remplissage du bassin lorrain s'est poursuivi. L'examen de la carte des paléocourants locaux (fig. 38) permet de retrouver les deux domaines, séparés par une ligne SW-NE passant à peu près par Plombières, déjà mis en évidence par l'étude de la dispersion apparente des galets.

(1) Dans la paléovallée située au Sud de Remiremont, pourtant située au pied de reliefs locaux relativement importants comme le montrera l'étude du Conglomérat principal, le Grès vosgien, qui n'atteint pas 10 m de puissance, présente un grain plus fin et surtout une plus forte teneur en argile que dans le reste du secteur. L'évolution granulométrique longitudinale montre que le remplissage s'y est effectué *de l'aval vers l'amont*, et que les argiles sont plutôt des dépôts de crue qu'un résidu de lessivage du Permien voisin. Il est probable que, si cette dépression s'était ouverte vers le NE, le remplissage aurait été essentiellement argileux.

— Dans le domaine occidental, une simple translation vers le Sud de la limite d'extension de la formation, par rapport à celle du Grès vosgien, se traduit par la persistance du même système de paléocourants.

— Dans le domaine oriental, l'alluvionnement a ennoyé largement la zone axiale de l'Eperon bourguignon et s'est même étendu sur la bordure septentrionale du bassin franc-comtois. Mais cet élargissement brutal de l'aire d'épandage ne suffit pas à expliquer la variété des directions de paléocourants, qui ne présentent pas la disposition régulièrement radiaire à laquelle on pourrait s'attendre, et encore moins les nombreuses anomalies observées dans la dispersion apparente des galets.

1 — INFLUENCE DE LA PALÉOTOPOGRAPHIE

La carte des isopaques du Conglomérat principal a pu être levée avec une assez grande précision dans la zone où il est directement transgressif sur le socle (fig. 39b) ⁽¹⁾. Elle permet de se faire une idée suffisamment claire de la morphologie de la surface infra-triasique. Ainsi dans le domaine occidental, la valeur de la paléopente régionale, toujours aussi régulièrement orientée vers le Nord-Est, peut être estimée à 1 ‰ en moyenne. Dans le domaine oriental par contre apparaissent plusieurs accidents paléotopographiques locaux, positifs ou négatifs, induits par l'érosion différentielle du substratum permien.

— *Le bassin du Val d'AJol* est caractérisé par la présence d'au moins cinq inselbergs (en noir sur la figure), de tailles très inégales, qui n'ont été totalement ensevelis que par les Couches intermédiaires. Sur la feuille de Remiremont, c'est le grand filon de quartz de Faymont (Bois de la Vêche - Haut de l'A) qui constitue le paléorelief le plus important (Durand, à paraître) ; sur la feuille de Plombières il s'agit du neck de rhyolites fluidales de Fougerolles - Le Château, dont il ne subsiste plus actuellement que deux lambeaux (Le Bout et Le Malcuit) de part et d'autre de la large vallée de la Combeauté (Durand, 1971). Leur influence se traduit, à l'amont du bassin par rapport à la direction générale de transport, par une déviation des paléocourants vers le Sud puis le Sud-Ouest, et à l'aval par une vaste « zone d'ombre », d'une quinzaine de kilomètres de long, où le conglomérat est absent, ou très mince et à petits galets. Le « bassin » permien n'a donc pas joué, au Trias, le rôle d'un piège à sédiments (Perriaux, 1961b, p. 46 et 49 ; Jurain et Perriaux, 1963, p. 775), mais plutôt celui d'une barrière.

— *Le bassin de Saint-Germain-lès-Lure* diffère par la grande extension, mise en évidence par les anciens sondages de recherche de houille, des faciès argilo-silteux, mal consolidés, qui marquent dans cette région le sommet de la série permienne. Au contraire du précédent, ce bassin, dont le remplissage permien a dû être beaucoup plus facilement érodé que le Culm du Mont de Vannes le limitant à l'Est, a clairement joué le rôle d'un drain concentrant les écoulements. Les paléocourants y sont dirigés presque N-S, parallèlement aux failles bordières, et la taille des galets y est anormalement élevée.

Ces résultats démontrent le rôle purement passif des structures tardihercyniennes dans la sédimentation triasique. Il est d'ailleurs remarquable que le premier bassin n'a été franchi par les paléocourants du Conglomérat principal qu'entre Le Val d'AJol et Fougerolles, précisément sur un « seuil »

(1) Les niveaux purement gréseux, parfois rencontrés à la base du Conglomérat ou à son sommet (Zone-limite violette sans galets), n'ont pas été pris en compte. Bien que nous n'ayons pu suivre l'évolution de la puissance de la formation avec autant de précision plus au Nord, il est intéressant de remarquer que l'axe de subsidence maximale tout au long du dépôt du Buntsandstein et du Muschelkalk inférieur (orienté SW-NE de Neufchâteau vers Wissembourg) ne coïncide pas avec l'axe d'écoulement préférentiel du Conglomérat principal (orienté à peu près W-E de Vittel vers Epinal). C'est peut-être pour cette raison que le Conglomérat principal atteint sa plus grande épaisseur dans une zone intermédiaire, entre Rambervillers et Saint-Dié (Meyer, 1973).

transversal où le Permien était absent, et que l'influence du second ne se fait déjà plus sentir à la partie supérieure du Conglomérat (paléocourants dirigés NW-SE) ni au sein des Couches intermédiaires.

2 – TYPE DE RESEAU FLUVIATILE

Les deux modes de l'histogramme circulaire régional des directions de paléocourants *déduites des niveaux gréseux* du Conglomérat principal (fig. 36b) correspondent : l'un à la tendance générale héritée du Grès vosgien, et l'autre aux écoulements déviés par les structures NE-SW. Si les populations relatives à ces deux modes sont examinées séparément, la dispersion maximale observée régionalement est du même ordre que dans le Grès vosgien : elle ne dépasse pas 90°. Le réseau fluvial ne semble donc pas avoir fondamentalement changé d'aspect.

La dispersion des normales aux feuillets de stratification oblique (fig. 34b) est cependant sensiblement différente de celle, bimodale et légèrement asymétrique, que présentait le Grès vosgien. Elle est systématiquement unimodale, symétrique et de faible amplitude, que l'on se place à l'échelle d'un affleurement suffisamment vaste, comme les Roches d'Archettes (amplitude de 150° sur plusieurs centaines de mètres de falaise), ou à celle de toute une région où les directions de courants sont homogènes. Cette différence de structure est sans doute à mettre en relation avec la prédominance habituelle des *barres longitudinales*, elliptiques ou fusiformes, sur les barres transversales lorsque le lit d'un cours d'eau est essentiellement constitué de matériel grossier et mal classé (Smith, 1970 ; Rust, 1972). Dans un tel environnement, le corps principal des barres est principalement composé de bancs de galets à stratification horizontale plus ou moins nette (Smith, 1970 ; Eynon et Walker, 1974), comme en présente fréquemment le Conglomérat principal, et les sables viennent se déposer à l'extrémité aval et sur les flancs des barres au cours de la décrue (Ore, 1964 ; Rust, 1972). J.D. Collinson (1971, p. 678) a cependant attiré l'attention sur le fait que la grande dispersion de ces structures sédimentaires d'étiage, étudiée en surface dans le lit des rivières actuelles, avait peu de chances de se retrouver au sein des séries anciennes, car ces structures mineures risquaient d'être en grande partie détruites lors d'une nouvelle crue. La disparité entre la dispersion des feuillets sableux, forte et bimodale, effectivement constatée sur les barres longitudinales modernes (Ore, 1964), ou déduite de l'orientation des filets liquides lors de leur mise en place (Rust, 1972), et celle des feuillets gréseux du Conglomérat principal ne peut guère s'expliquer que de cette manière : par élimination presque complète des dépôts sableux latéraux et *conservation préférentielle des dépôts distaux*.

3 – UN MODELE DE CONGLOMERAT DE ZONE INTRACRATONIQUE STABLE

Il est couramment admis, plus ou moins explicitement, que toutes les formations conglomératiques d'origine fluviale se sont mises en place dans un environnement de piémont et qu'en conséquence : les directions de paléocourants, déduites indifféremment des structures sédimentaires ou de la décroissance de la taille des phénoclastes, permettent directement de retrouver l'orientation de la paléopente régionale et même de localiser la source des matériaux détritiques. Ce modèle de piémont ne s'applique en fait qu'aux dépôts des zones mobiles, intracratoniques : *clastic wedges* (Pettijohn, 1957 ; Krumbein et Sloss, 1963 ; de Jong, 1971), ou tardi- et postgéosynclinales : molasses ⁽¹⁾. Dans

(1) Le terme de « molasse » a été parfois étendu à des séries, ou des formations, dont les caractères communs avec la Molasse suisse sont beaucoup plus en relation avec leur origine fluviale qu'avec le contexte tectonique (Palain, 1970b, p. 326 ; Hilly, 1970, p. 232). Pour la plupart des auteurs ce contexte tectonique actif reste cependant l'élément diagnostic fondamental dans la reconnaissance d'une « molasse » (Bersier, 1958, p. 856 ; de Jong, 1971 ; Mazarovich, 1972 ; Van Houten, 1973).

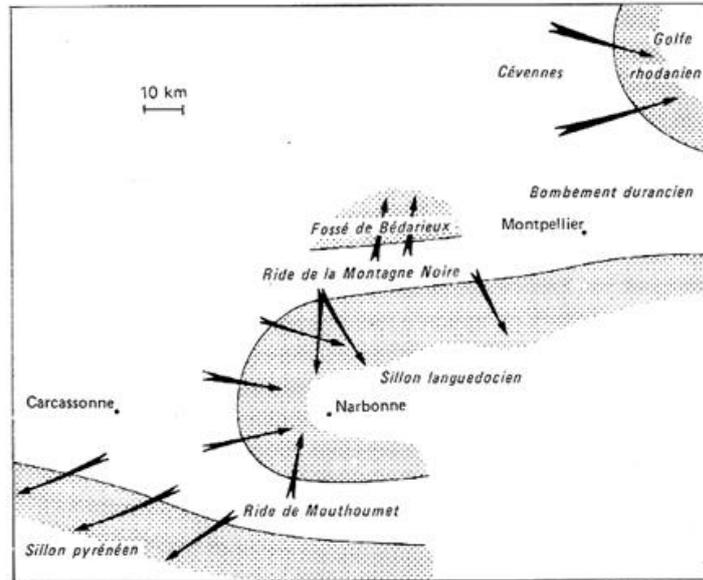


Fig. 41. — Un exemple de zone mobile intracratonique entre bloc stable et zone préorogénique : le Languedoc au Campanien (d'après Freydet et Plaziat, 1975, fig. 37 modifiée).

- Remarquer la multiplicité des zones nourricières le long d'une même marge.
- Chaque flèche correspond à un cône alluvial, qui peut dépasser 1 000 mètres de puissance.

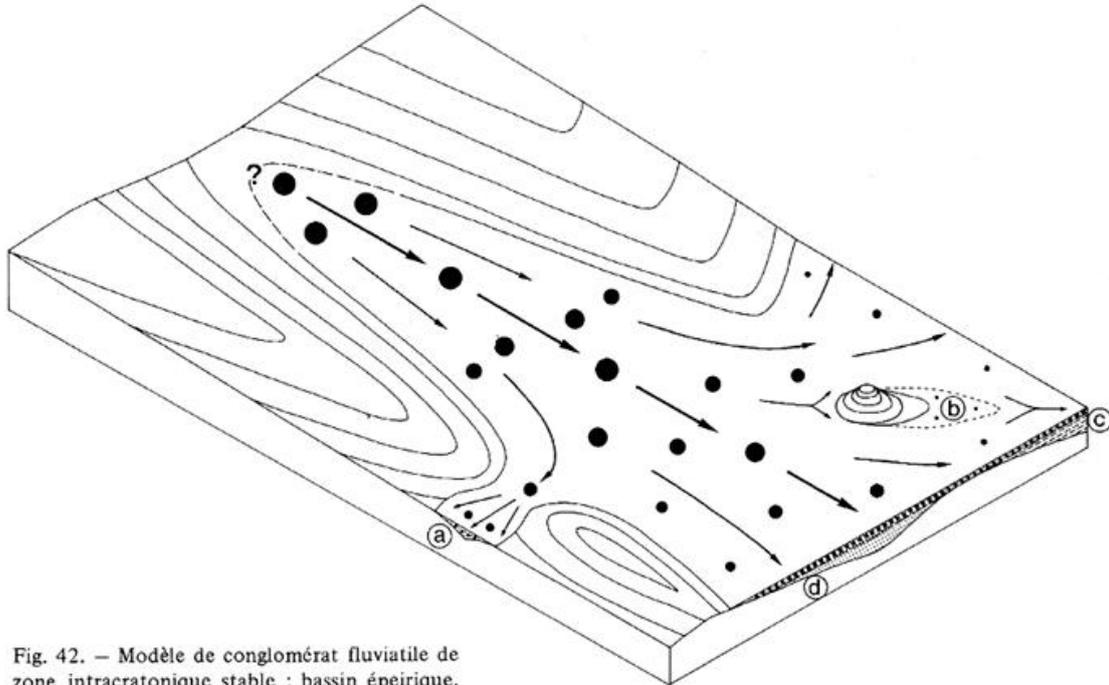


Fig. 42. — Modèle de conglomérat fluvial de zone intracratonique stable : bassin épeirique.

un tel environnement les éléments détritiques grossiers sont piégés en position proximale dans le bassin (fig. 40) par suite de la forte subsidence se faisant sentir dès les marges. Les conglomérats de ce type sont ainsi généralement très puissants mais peu étendus ; la figure 41 en présente un exemple particulièrement typique.

Le Conglomérat principal diffère fondamentalement de ces conglomérats de piémont (tabl. 2). Il n'est pas non plus l'homologue des «dépôts corrélatifs» conglomératiques drapant les surfaces de discontinuité majeure du Sahara (Beuf *et al.*, 1971, p. 41 et 111), ni des «grès à galets», plus ou moins liés aux phases de pédiplanation, décrits à la base des grandes séries détritiques discordantes comme le Torridonien d'Écosse (Williams, 1969) ou le Cambrien du Bouclier africain (Beuf *et al.*, 1971 ; Selley, 1972). Peu épais mais très étendu, il correspond à un modèle original de *type distal*, postérieur à la pédiplanation, qui ne peut apparaître qu'en zone intracratonique stable (fig. 42).

	CONGLOMÉRATS DE ZONE MOBILE (<i>Clastic wedges</i> et Molasses)	CONGLOMÉRATS DE ZONE STABLE postérieurs à une pédiplanation
Puissance	Forte (de quelques dizaines, à plusieurs centaines, voire quelques milliers de mètres)	Faible (de quelques mètres à quelques dizaines de mètres)
Extension horizontale	Faible perpendiculairement aux marges du bassin Parfois large parallèlement aux marges	Large dans toutes les directions (de l'ordre d'une centaine de kilomètres)
Position séquentielle	Généralement en base de mégaséquence	Toujours en sommet de mégaséquence
Péetrographie	Généralement polymictique Fraction sableuse immature	Toujours oligomictique (quartz, quartzite, etc...) Fraction sableuse mature à supermature
Émoussé des phénoclastes	Faible (sauf si remaniements d'un cycle antérieur ; présence dans ce cas de <i>broken rounds</i>)	Très élevé (sauf si éolisation dans le bassin)
Contrôle des directions de paléocourants	Par la paléopente régionale	Par le <i>paleostrike</i> régional sur les marges Par la paléopente régionale dans le centre du bassin
Dispersion apparente des phénoclastes	Conforme au système de paléocourants	Non conforme au système de paléocourants

Tabl. 2. — Principaux caractères distinctifs des conglomérats fluviaux de zone mobile et de zone stable.

Ce modèle est principalement caractérisé par un *remplissage longitudinal* du bassin, mis en évidence par : — des paléocourants sensiblement parallèles aux marges, et donc perpendiculaires à la paléopente régionale déterminée indépendamment, et — une décroissance de la taille des galets extrêmement lente longitudinalement (de l'amont vers l'aval), mais beaucoup plus rapide transversalement (de l'axe vers les marges).

A titre d'exemple, la longueur du plus gros galet de rang 5 (L₅) ne passe, en 50 km et parallèlement aux directions d'écoulement, que de 23 cm au SE de Vittel à 19 cm au SE de Remiremont ; alors que dans les conglomérats molassiques éocènes du bassin de Carcassonne, le centile tombe de 40 cm à 2,5 cm en moins de 30 km (Lenguin, 1975).

Dans un tel contexte, la simple reconnaissance d'anomalies dans l'évolution horizontale de la taille des galets : «effet de drain» (fig. 42a) ou «effet d'ombre» (fig. 42b), peut aider considérablement à la *détection de paléoreliefs locaux* : respectivement négatifs ou positifs, enfouis ou effacés par une érosion ultérieure (Durand, 1977).

Ainsi l'examen de la figure 3 laisse supposer la présence d'un inselberg, de petite taille, dans le fossé tectonique de Bains-les-Bains, au SW de cette ville ; il pourrait s'agir là aussi d'un neck rhyolitique, car des cheminées volcaniques permienes isolées, plus ou moins complètement arasées, ont été mises en évidence jusqu'assez loin à l'Ouest du

bassin permien du Val d'Ajol : au-delà de la vallée du Coney (Durand, 1971). Un effet de drain, confirmé par les mesures de paléocourants, est d'autre part nettement sensible tout au long de la bordure septentrionale du bassin du Val d'Ajol ; il permet de penser que ce bassin se poursuit vers le SW, au Nord du horst cristallophyllien de Luxeuil, avec des faciès essentiellement détritiques.

L'effet de drain se traduit dans la plupart des cas par un véritable phénomène de *diffluence*. L'aspect qui en résulte est trompeur, car il mime un cône de déjection de piémont, à l'amont immédiat duquel on pourrait être tenté de rechercher un paléorelief nourricier local qui n'a jamais existé, puisqu'au contraire l'épandage local est issu de la partie centrale d'un bassin. Il n'est donc pas nécessaire de faire appel, comme l'ont proposé Y. Rangheard et N. Théobald (1973), à une alimentation partielle en provenance des Hautes-Vosges actuelles (massif des Ballons) pour expliquer le développement du Conglomérat principal dans le bassin de Lure au sens large.

Une nappe conglomératique de zone stable est susceptible de présenter en outre trois particularités remarquables :

– Elle peut, à partir de son bassin d'origine, venir *s'étaler sur le remplissage d'un bassin voisin* moins bien alimenté (fig. 42c). C'est le cas dans le Sud-Est des Vosges où le Conglomérat principal vient surmonter les Grès de l'Arsot, probablement à peu près synchrones du Grès vosgien, mais déposés par des courants venus du Sud-Ouest.

– Mais elle peut surtout s'étaler sur un matériel gréseux issu de la même décharge détritique, et donc *se placer en sommet de mégaséquence* (fig. 42d). Cette disposition, apparemment paradoxale dans des conditions de stabilité climatique et tectonique comparables à celles qui ont régné dans le Nord-Est de la France au Buntsandstein moyen, ne peut être expliquée que par le retard considérable qu'ont pu prendre les matériaux grossiers sur la fraction sableuse au cours d'un transport nécessairement très long.

Le Conglomérat principal, précédant l'importante lacune matérialisée par la Zone-limite violette, pourrait donc marquer le stade ultime du déblaiement d'un manteau d'altération hérité, peut-être du Permien, au niveau des zones nourricières. Dans cette hypothèse, ces dernières auraient été soumises, au cours du Buntsandstein moyen, à un climat très peu agressif, comparable à celui qui régnait dans la zone de sédimentation, et par-là même probablement beaucoup moins éloignées que le «château d'eau» où se produisaient l'essentiel des précipitations à l'origine des courants transporteurs.

– Cette nappe conglomératique doit être enfin, très vraisemblablement, *coupée de ses sources*. En effet, si les matériaux les plus grossiers ont pu s'avancer jusque dans la partie distale du bassin, il reste peu de chance de retrouver, en amont, des sédiments jalonnant le trajet parcouru. Ce trajet n'est d'ailleurs pas nécessairement rectiligne, ce qui complique encore le problème de recherche de la (ou des) origine(s) des éléments détritiques.

C – COUCHES INTERMÉDIAIRES

Les Couches intermédiaires, dont la fraction sableuse est beaucoup moins mature que celle du Buntsandstein moyen, marquent l'arrivée d'une seconde décharge détritique, qui pourrait correspondre à l'érosion d'un nouveau manteau d'altération formé dans les zones nourricières, en amont de la Zone-limite violette et en même temps que celle-ci (1).

(1) La reprise de l'érosion est sans doute liée aux mêmes mouvements épeirogéniques que ceux qui sont responsables de la «*H-Diskordanz*» (Trusheim, 1961) reconnue sur la plus grande partie du bassin germanique. Leur influence est extrêmement discrète dans la partie méridionale du bassin étudiée ici, mais elle se traduit dans la région sarro-lorraine par des ravinelements locaux remaniant la Zone-limite violette et le Conglomérat principal (conglomérat dit «des Couches intermédiaires» ou *Karneolkonglomerat*).

1 - EXTENSION

Comme elles se sont étalées beaucoup plus loin vers le Sud-Ouest que ne l'avait fait le Conglomérat principal, leur limite d'extension initiale ne peut plus être suivie en affleurement. A l'Ouest de la région étudiée leur biseautage s'effectue au niveau des sondages de Lamarche et Damblain (Minoux, 1958 ; Guillaume et Minoux, 1954) ; il est également observable en surface au SW de Châtillon-sur-Saône. A l'Est les Couches intermédiaires sont encore bien reconnaissables sur les affleurements les plus méridionaux du Buntsandstein vosgien (à Senargent) ; mais à quelques kilomètres de là, le sondage de Villersexel (Maubeuge, 1976) a rencontré des grès qui s'apparenteraient déjà plus au Buntsandstein supérieur de type franc-comtois, tel qu'il se présente dans le massif de la Serre (Grès de Menotey). Entre ces deux secteurs extrêmes, la limite d'extension des Couches intermédiaires ne peut être extrapolée qu'à l'aide de l'orientation des paléocourants, qui traduit la pérennité du contrôle des directions d'écoulement par le flanc nord de l'Eperon bourguignon (fig. 39c).

Les directions reportées sur la figure ont été obtenues par la méthode des moyennes mobiles, qui est destinée à mettre en évidence, de manière non subjective, une éventuelle évolution horizontale de la tendance régionale. Le procédé classique (Potter et Pettijohn, 1963, fig. 10-10, p. 271 ; fig. 43a ci-dessous), qui utilise une maille de sommation de *surface constante*, n'est guère applicable lorsque la densité des points d'observation est très irrégulière, certaines flèches n'indiquant alors qu'une direction locale (1 mesure), alors que d'autres peuvent correspondre à la moyenne de nombreuses mesures (Yeakel, 1962, p. 1525). C'est pourquoi nous l'avons modifié en utilisant une maille circulaire de rayon variable mais d'*effectif constant*, ce qui produit un meilleur effet de lissage (fig. 43b).

Les mesures en provenance du Grès vosgien étaient trop peu nombreuses pour être traitées de cette manière. Celles du Conglomérat principal étaient trop disparates : les unes, fournies par les niveaux gréseux, sont généralement caractéristiques de la direction moyenne des écoulements à l'échelle de l'affleurement ; les autres, fournies par les orientations de galets, ne sont souvent que des données extrêmement ponctuelles, à l'échelle d'une seule lentille, qui pourraient s'écarter considérablement de la direction moyenne (Byrne, 1963). L'emploi des moyennes mobiles aurait été de toute manière contraire au but poursuivi, qui était de mettre en évidence des variations non pas régionales, mais locales.

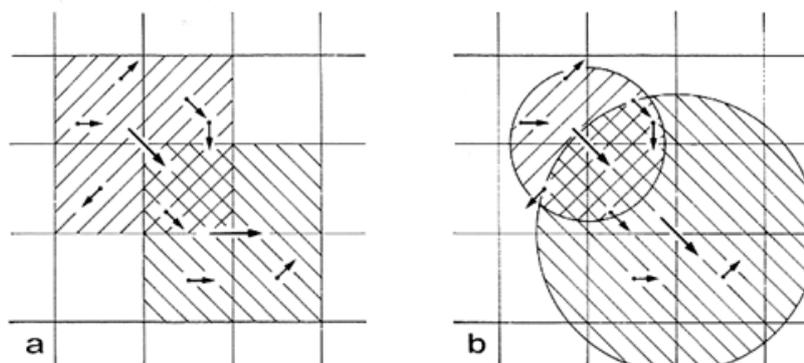


Fig. 43. - Principe du lissage des directions de paléocourants par l'emploi des moyennes mobiles.

- A chaque nœud d'un réseau rectangulaire arbitraire est figurée une flèche correspondant à la moyenne vectorielle des directions relevées au sein d'une maille de sommation, ou cible, centrée sur ce nœud.

a - La maille de sommation est ici carrée ; sa surface, constante, est égale à 4 fois celle de la maille du réseau.

b - La maille de sommation est circulaire ; son rayon, variable, est choisi de manière à ce que l'effectif des mesures sommées soit constant. Pour la réalisation des cartes de paléocourants des Couches intermédiaires et du Grès à Voltzia (fig. 39c et d), ont été employés : un réseau à maille carrée de 10 km de côté, et une maille de comptage correspondant à 6 mesures. Cette dernière n'a pas été étendue au-delà d'un rayon de 15 km.

2 - TYPE DE RÉSEAU FLUVIATILE

L'histogramme circulaire régional de fréquence des orientations de paléocourants dans les Couches intermédiaires (fig. 36c) montre un écart entre azimuts extrêmes beaucoup plus grand (150°) que celui du Grès vosgien. Mais, si l'on néglige les quelques mesures dirigées vers le SW, en provenance de la partie basale de la formation dans le «bassin» du Val d'Ajol, qui sont encore nettement influencées par les derniers paléoreliefs locaux (fig. 39c), et si l'on tient compte du fait que l'ennoyage progressif de l'Éperon bourguignon s'est traduit par une rotation de la bordure méridionale du bassin d'au moins 20° vers le Sud, la dispersion devient très comparable à celle du Grès vosgien, et resterait donc caractéristique de *chenaux à faible sinuosité*.

La géométrie des chenaux lors du dépôt des Couches intermédiaires pourrait également être déduite du module de la moyenne vectorielle régionale des azimuts de pendage de feuillet : 40 %. Mais nous n'avons trouvé dans la bibliographie qu'un seul exemple actuel se rapportant à des structures comparables, échantillonnées à peu près de la même manière : c'est celui d'un bief *rectiligne* de la Platte-River (Nebraska), un cours d'eau «en tresse» riche en barres transversales, où le module correspondant n'atteint que 42,4 % (Smith, 1972, fig. 12). Devant la faible différence entre cette dispersion *locale* et la dispersion *régionale* observée dans la formation triasique, on peut raisonnablement supposer que la sinuosité des chenaux n'était sans doute pas plus élevée au début du Buntsandstein supérieur qu'au Buntsandstein moyen.

La structure des dépôts est, par contre, sensiblement différente. En dehors de l'abondance des faisceaux de stratification oblique tabulaire, qui indique que les structures dominantes au fond des chenaux étaient du type barre transversale, la principale différence réside dans le caractère beaucoup moins discontinu de la stratification, traduisant une tendance nettement moins marquée au «tressage» (*braiding*). Elle se manifeste à l'échelle verticale, où les dérives granulométriques positives apparaissent souvent sur plusieurs mètres, au travers de structures variables. Elle est surtout sensible horizontalement : un même mince niveau à galets, ou un même lit argileux, peut parfois être suivi tout au long d'un affleurement, et même éventuellement retrouvé à plusieurs centaines de mètres de là. Bien que les faciès argilo-silteux de plaine inondable (*overbank-topstratum deposits* de Allen, 1965) se retrouvent relativement fréquemment, parfois transformés en «petites Zones violettes» (Perriaux, 1961, p. 76-78), leur importance volumétrique reste très largement subordonnée par rapport aux dépôts de chenaux actifs (*channel-substratum deposits*). D'après tous ces caractères, le type de sédimentation des Couches intermédiaires s'accorderait assez bien avec le modèle de plaine alluviale correspondant à un «*low sinuosity stream*» proposé par Allen (1965, fig.35-C) ⁽¹⁾.

D - GRES A VOLTZIA

1 - EXTENSION

En périphérie de l'extrémité occidentale des Vosges, les données de sondage, bien que très espacées, indiquent que le Grès à Voltzia est, de toutes les formations du Buntsandstein, celle qui s'étale

(1) Il est par contre très différent de celui qu'a développé M. Moody-Stuart (1966) pour un cours d'eau du même type. Il semble cependant que les «*low sinuosity stream deposits*» décrits par cet auteur, dans les Vieux Grès Rouges du Spitsberg, soient des dépôts très particuliers, mis en place par des cours d'eau endoréiques arrivant au bout de leur course : «*terminal fans*» (Friend, 1978).

le plus largement vers l'Ouest, ainsi que l'a reconnu J. Ricour sur l'ensemble de la partie orientale de ce qui est maintenant le Bassin de Paris (1962, p. 80 et pl. 4).

A l'extrémité méridionale du massif, en revanche, il semble que la limite d'extension du Grès à Voltzia n'ait pratiquement pas dépassé celle des Couches intermédiaires. Le sondage de Villersexel n'a en effet rencontré, sous des faciès essentiellement argileux attribuables au Muschelkalk moyen (et peut-être en partie au Muschelkalk inférieur), que des grès à grain assez grossier, de type franc-comtois ; alors que 7 km à l'Est, les deux formations classiques du Buntsandstein supérieur lorrain affleurent sous un faciès et avec une puissance normales. Il est remarquable qu'à cet endroit, comme tout le long de la bande d'affleurement bordant l'actuelle dépression de Lure - Villersexel, les paléocourants soient nettement infléchis vers le Sud. Tout se passe donc comme si, à faible distance au Sud de Lure, des apports détritiques latéraux relativement importants avaient constitué un obstacle contourné par les paléocourants du Grès à Voltzia (fig. 39d).

2 - SINUOSITÉ DES CHENAUX

A la suite de travaux effectués dans les Vosges septentrionales, il paraît admis depuis quelques années que les chenaux fluviaux du Grès à Voltzia avaient la particularité de présenter des méandres (Gall, 1972). Cette opinion s'appuie sur trois arguments principaux (Gall, 1971a, p. 112, 165 et 181) :

- l'observation de structures en forme de chenal à section asymétrique,
- la présence de divergences locales entre les directions de tels « chenaux », mesurées directement, et l'azimut du pendage des feuillets de stratification qui constituent leur remplissage,
- la valeur probablement très faible de la pente des cours d'eau, déduite du contexte paléogéographique.

A notre avis, aucun de ces éléments n'est déterminant ; en revanche, l'absence de séquences de *point bar* typiques, et surtout de faisceaux de *epsilon-cross stratification*, mais plus encore le fait que les chenaux pouvaient librement divaguer sur toute la largeur du bassin, s'accordent très mal avec le modèle de plaine alluviale lié à des cours d'eau à forte sinuosité (Allen, 1965, fig. 35D et 36). Dans ce modèle les faciès de chenal constituent en effet de larges cordons longitudinaux (*meander belts*) isolés au sein des faciès de plaine d'inondation.

Le meilleur indice d'une augmentation de la sinuosité, à l'époque du dépôt du Grès à Voltzia, semble être la plus grande dispersion des directions de paléocourants données par les différents affleurements (Courel *et al.*, 1975, p. 154). En ce qui concerne le Sud des Vosges, elle est mise en évidence par la carte des moyennes mobiles (fig. 39d) comme par l'histogramme de fréquences régional (fig. 36d). Ce dernier montre, malgré des azimuts moins groupés, que le module de la résultante vectorielle (81 %) n'est identique à celui obtenu dans les Couches intermédiaires que par suite d'une dissymétrie moins accusée.

Remarquons toutefois que l'écart maximal des azimuts de paléocourants reste à peu près du même ordre que précédemment, et qu'en pareil cas, une plus forte dispersion des mesures pourrait théoriquement être réalisée aussi bien par un accroissement de la divergence du réseau fluvial, partiellement compensé par une sinuosité moins marquée, que par des variations inverses (fig. 44). Compte tenu de l'élargissement du bassin, la première solution paraît vraisemblable, tout au moins pour la moitié septentrionale de la région étudiée, dont provient la majorité des mesures. Mais même si la seconde devait au contraire être retenue, la simple comparaison de l'histogramme circulaire fourni par le Grès à Voltzia avec celui des chenaux d'une rivière méandriforme actuelle (fig. 45a) ou, mieux, celui des paléocourants reconnus dans une formation ancienne riche en *point bars* (fig. 45b), suffit à montrer que, de toute manière, la sinuosité des chenaux ne devait pas être très élevée dans le Buntsandstein terminal.

Pour évaluer de façon plus précise la part revenant, dans la dispersion régionale, à cette sinuosité, nous avons tenté d'utiliser, à la suite de A.D. Miall (1976, p. 468), la divergence des azimuts de paléocourants déduits des différentes unités de dépôt observables sur un même profil : *dispersion «ponctuelle»*. Une telle divergence a pu être mise en évidence sur 20 affleurements de Grès à Voltzia ; dans 17 cas elle était inférieure à 50° (sinuosité inférieure à 1,04), dans les trois autres elle variait de 90 à 100° (sinuosité = 1,15 à 1,19).

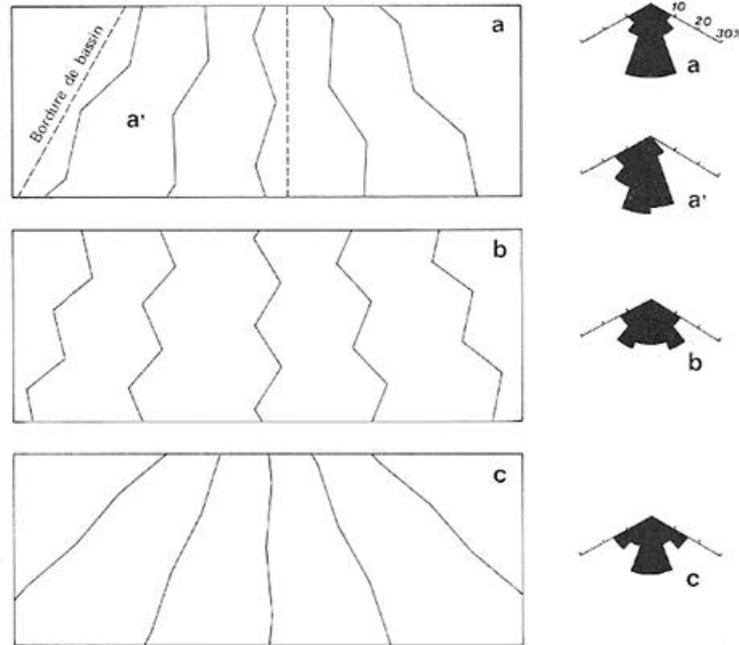


Fig. 44. — Évolution de la dispersion régionale des paléocourants dans différents modèles théoriques de réseau fluvial.

— Dans les trois exemples présentés, le réseau est distributif, les branches ont une allure générale rectiligne, les directions ponctuelles des chenaux s'écartent au maximum de $\pm 50^\circ$ de la résultante régionale, et l'histogramme circulaire ne correspond qu'à la partie figurée du réseau.

— En b et c la dispersion, plus forte qu'en a, se traduit par une diminution du module de la résultante vectorielle, qui passe de 89 % à 85 %. Mais dans le premier cas ce résultat est obtenu par une augmentation de la sinuosité des chenaux des différentes branches, partiellement compensée par une réduction de la divergence de ces branches ; alors que dans le second, il est obtenu par une augmentation de la divergence des branches, partiellement compensée par une réduction de la sinuosité.

— La dissymétrie de l'histogramme a' est un artéfact résultant d'un échantillonnage limité à la zone bordée en tireté. Remarquer que la forme de cette zone ainsi que sa disposition par rapport à l'ensemble du réseau sont très comparables à celles de la zone d'affleurement du Buntsandstein dans le SW des Vosges.

Ceci permet de conclure que la possibilité, qu'offre cette formation, d'observer des paléocourants d'orientations différentes sur le même affleurement, n'est probablement pas la conséquence d'une sinuosité anormalement forte. Elle serait seulement liée à une puissance moindre des unités de dépôt, qui pourrait être attribuée à : un ralentissement de la subsidence, une plus grande fréquence des divagations, ou une diminution de la profondeur des chenaux.

Deux au moins de ces hypothèses sont particulièrement vraisemblables : la seconde, parce que les traces de paléosols évolués sont beaucoup plus discrètes dans le Grès à Voltzia que dans les Couches intermédiaires, et la dernière, parce que le pendage moyen des feuillettes de stratification oblique tabulaire est plus faible dans le Buntsandstein terminal que dans les formations sous-jacentes (Perriaux, 1961b, tabl. XXXVIII).

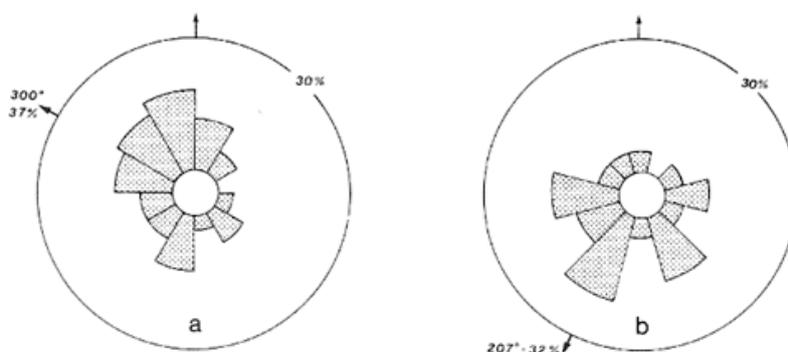


Fig. 45. — Exemples de dispersions des paléocourants relatives à des cours d'eau méandriformes.

a — Orientation de 164 chenaux de la River Endrick (Écosse). D'après Bluck, 1971, fig. 3c.

Le secteur étudié s'étend sur une longueur de 7 km. La direction de la résultante vectorielle coïncide avec celle de la vallée.

b — Orientation des paléocourants moyens de 20 stations, dans le Bathonien fluvial de la côte du Yorkshire : faciès de *point bars*. D'après les données de Nami, 1976, pl. I.

Les affleurements étudiés, de 1 ha environ chacun, sont répartis sur 2,5 km de côte.

Cependant, la signification exacte de la sinuosité déduite par une telle méthode reste douteuse car, ainsi que nous l'avons signalé antérieurement (voir III-C-3), elle pourrait ne représenter que les divagations des chenaux d'étiage *au sein* du chenal principal. Et dans le cas en question ici, le faible développement vertical des carrières, joint au critère d'homogénéité lithologique généralement retenu pour leur extension par les exploitants, semblent plaider en faveur de cette interprétation.

Ni l'échelle régionale ni l'échelle de l'affleurement ne permettant de se faire une bonne idée de la sinuosité des chenaux principaux, il est nécessaire d'utiliser *un stade d'investigation intermédiaire*. L'ensemble de la région étudiée a donc été divisée en secteurs dont la taille est voisine de celle d'une feuille de la carte géologique au 1/50 000. La forme et la taille de cette maille a été choisie de manière à intégrer le plus grand nombre de mesures sans que celles-ci soient sensiblement affectées par des variations régionales. Dans chacune des six zones ainsi définies ont été calculés : la moyenne vectorielle des azimuts de paléocourants et les écarts individuels à cette moyenne. Tous les *écarts à la moyenne «par secteur»* ont été ensuite reportés sur un même histogramme de fréquences afin de travailler sur un effectif suffisant (fig. 46).

Ce diagramme, sensiblement symétrique, confirme d'abord la nature purement artificielle, supposée précédemment (fig. 44 a'), de la dissymétrie observée au niveau de l'histogramme circulaire régional des paléocourants, à propos du Grès à Voltzia comme des Couches intermédiaires. Il permet surtout de distinguer deux types de fluctuation des azimuts de chenaux de part et d'autre de la direction moyenne locale. La fluctuation la plus courante ne dépasse pas $\pm 35^\circ$, ce qui correspond à une sinuosité effectivement très faible : inférieure à 1,08. La seconde, qui peut être qualifiée d'accidentelle, tourne autour de $\pm 50^\circ$ (sinuosité = 1,19), ce qui est encore modeste. En utilisant non plus les valeurs extrêmes des écarts, mais la variance de l'ensemble de la distribution (Ferguson, 1977), on obtient une

valeur intermédiaire : 1,13, très proche de celle de la sinuosité moyenne présentée par les chenaux d'une rivière en tresse classique, sensiblement rectiligne, comme le Donjek (Yukon, Canada) : 1,12 (Williams et Rust, 1969, tabl. 2). Cette sinuosité est par contre beaucoup plus faible que celle (1,15) de la Cimarron River près de Perkins (Oklahoma), un cours d'eau de type voisin mais commençant à manifester une tendance au méandrement (Shelton et Noble, 1974).

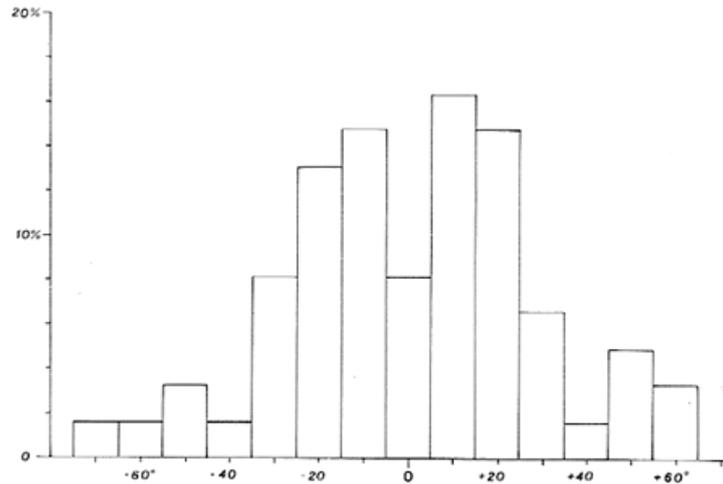


Fig. 46. — Fréquences des écarts à la moyenne « par secteur » des azimuts de paléocourants.

Histogramme réalisé à partir des azimuts (1 par affleurement) déduits de 61 affleurements de Grès à Voltzia.

Il est d'autre part remarquable que la distribution des écarts à la moyenne « par secteur » présente un aspect nettement bimodal. Tous les chenaux à faible sinuosité, dont le tracé suit à peu près une loi sinusoïdale, présentent cette particularité ; alors que, pour les chenaux typiquement méandriiformes, la distribution s'ajuste à une loi normale circulaire (Ferguson, 1977, fig. 2). Il semble qu'il y ait là un critère objectif de distinction entre cours d'eau méandriiformes et cours d'eau ne présentant qu'une forte sinuosité. Bien que les directions de paléocourants obtenues par J.C. Gall (1971a, fig. 35) dans les Vosges gréseuses septentrionales soient plus dispersées que les nôtres, elles montrent un caractère nettement bimodal, et l'écart entre les deux modes est du même ordre que dans les Vosges méridionales. L'analyse des paléocourants confirme donc ce que laissent présager les structures sédimentaires et l'agencement des lithofaciès : le Grès à Voltzia est un dépôt de *chenaux à faible sinuosité*.

3 — UN FACIES DE TRANSITION FLUVIO-MARIN

a — LE FACIES «GRES A MEULES»

Compte tenu de la granulométrie fine et bien classée des sédiments, et dans le *paysage deltaïque* à très faible pente qu'a reconstitué J.C. Gall (1971 a et b) dans le Nord des Vosges, la faible sinuosité des chenaux distributeurs ne saurait surprendre (Van Straaten, 1960, p. 414-416 ; Moore, 1966, p. 96 ; Schumm, 1968, p. 1573) ; elle est normale dans la plupart des grands deltas : en eau profonde comme celui du Mississippi, ou en mer très peu profonde comme celui de la Volga. Mais le Grès à meules est-il pour autant un *faciès deltaïque* ?

Les directions de paléocourants que nous avons relevées dans le Grès à meules des Vosges méridionales sont très homogènes, unipolaires et unimodales, que l'on fasse non seulement appel aux faisceaux de stratification oblique de grande taille, mais aussi à des structures mineures, des figures de semelle de banc (*flute marks, crescent marks, prod marks, etc...*), ou même l'orientation des fossiles ; elle s'intègre parfaitement dans l'évolution de la série fluviatile sous-jacente. Dans l'hypothèse deltaïque, cette constance des paléocourants s'accorde assez mal avec le caractère essentiellement sableux de la partie inférieure du Grès à Voltzia. En effet, tous les deltas actuels susceptibles de présenter une aussi faible dispersion des directions de transport (deltas digités) sont caractérisés par une ségrégation des lithofaciès sableux sous forme de grands corps lenticulaires allongés (*bar-finger sands*), isolés au sein de dépôts à granulométrie plus fine ; par contre tous les deltas sableux résultent d'un étalement des matériaux fluviatiles par l'hydrodynamisme marine (dérive littorale, marées, courants), ce qui se traduit par des directions de transport fortement dispersées, ou bipolaires, voire bi- ou plurimodales (Klein, 1967 ; Selley, 1968).

Le type de dispersion des paléocourants peut cependant être considéré comme un caractère relativement secondaire dans la diagnose d'un épandage deltaïque. L'originalité du mécanisme deltaïque réside avant tout dans l'avancée d'une langue sédimentaire terrigène dans une large étendue d'eau (Morgan, 1970). Cette phase de progradation se traduit dans les dépôts par une dérive granulométrique négative : *coarsening upward sequence*, qui permet d'opposer la «séquence deltaïque» à la «séquence fluviatile ou estuarienne», dont la dérive est positive : *fining upward sequence* (Scruton, 1960 ; Moore, 1966 ; Yapudjian, 1972). Cette évolution granulométrique verticale est sensible même si le delta se développe en eau très peu profonde : 2 m pour le Guadalupe Delta, Texas (Donaldson *et al.*, 1970), ou s'il fonctionne au cours d'une phase transgressive de la mer (Van Straaten, 1960 ; Oomkens, 1970).

Aucune «séquence deltaïque» n'ayant été jusqu'ici mise en évidence dans le Grès à Voltzia, la présence de fossiles marins au fond de certains «chenaux» ne peut guère se concevoir que par la colonisation de vastes branches du réseau fluviatile dont l'alimentation terrigène aurait été temporairement interrompue.

b - LE FACIÈS «GRES ARGILEUX»

Dans les Vosges septentrionales le Grès argileux est maintenant considéré comme un faciès de plage, consécutif à une interruption des apports fluviatiles (Gall, 1971 a et b). Dans les Vosges méridionales, devant la persistance du système de paléocourants, et la difficulté que l'on éprouve à placer une limite entre les deux faciès successifs du Grès à Voltzia, nous sommes au contraire enclins à voir une certaine continuité dans la sédimentation, le Grès argileux résultant d'une simple évolution.

Le caractère nouveau est la présence de vastes étendues d'eau calme, démontrée par la grande continuité des niveaux silteux ou argileux, dont l'épaisseur est de l'ordre du décimètre, et l'apparition de rides d'oscillation. Mais la faible amplitude de ces rides, et leur orientation quelconque, montrent que ces nappes d'eau ne devaient généralement pas être en communication directe avec la mer.

L'abondance des traces d'organismes fousseurs, généralement d'un seul type sur une même dalle, qui est assez caractéristique des étangs d'eau saumâtre, s'accorde bien avec cette interprétation. La présence de végétaux palustres (*Equisétales*), fossilisés en position de vie par des dépôts gréseux à linéation de délit traduisant un apport brutal de sédiment (Durand et Jurain, 1968), ainsi que de pistes de Reptiles terrestres venant s'abreuver (Demathieu et Durand, 1975), affirment plus encore le caractère «continental» du milieu.

L'ensemble des caractères du Grès argileux des Vosges méridionales correspond finalement beaucoup mieux à un faciès de plaine d'inondation (Allen, 1965, p. 152 et fig. 31) qu'à un faciès de plage, tel qu'en présente par exemple le Muschelkalk de la bordure du Massif Central (Courel, 1973). Et les quelques niveaux plus ou moins carbonatés à coquilles marines, qui sont toujours gréseux et montrent une évolution granulométrique positive, sont probablement à mettre en relation avec la rupture brutale des cordons émergés séparant les étangs de la mer.

c - CONCLUSION

Pour l'ensemble du Grès à Voltzia, la dynamique de dépôt déduite des structures sédimentaires et des paléocourants, ainsi que l'agencement des lithofaciès, s'intègrent typiquement dans un modèle sédimentologique purement fluvial. Par ailleurs les données paléontologiques, et elles seules, traduisent des influences marines franches, prouvées par la présence d'organismes sténohalins : Brachiopodes articulés, Crinoïdes et Echinides, dès la partie inférieure de la formation (Durand et Jurain, 1968, 1969). Un dépôt de ce type, qui manifeste la submersion progressive d'un épandage fluvial, actif mais non progradant, par une transgression marine, ne correspond à aucun moment à un faciès de delta ou de plage ; il rappelle par contre beaucoup les « faciès de transition entre dépôts fluviaux et marins » définis par S. Beuf *et al.* (1971) dans le Paléozoïque saharien.

Cependant, le modèle développé par ces auteurs n'est sans doute pas directement transposable au Grès à Voltzia, car les échelles sont fondamentalement différentes. Mais aucun modèle actuel ne peut non plus rendre compte des particularités de cette formation. Pour que celles-ci soient parfaitement comprises, il faudrait que le Muschelkalk inférieur du Nord-Est de la France soit beaucoup mieux connu ⁽¹⁾ ; car les données stratigraphiques récentes (Gall *et al.*, 1977) montrent que l'élaboration d'un modèle cohérent doit tenir compte du passage latéral, à une époque donnée, des faciès du Grès à meules à ceux du Grès argileux puis du Muschelkalk inférieur.

4 - UN EXEMPLE DE DIVAGATION FLUVIALE ORDONNÉE

Deux modèles extrêmes ont été proposés par J.R.L. Allen (1965, fig. 35) pour la genèse des plaines alluviales constituées essentiellement de faciès de chenal actif. L'un, où la divagation se fait presque exclusivement par brusques saccades (avulsions limitées), correspond aux rivières à chenaux « en tresse » ; l'autre, où la divagation s'effectue de manière continue, mais non nécessairement régulière, d'un bord à l'autre du bassin, correspond aux rivières à chenaux simples de faible sinuosité. C'est ce second modèle qui semble *a priori* s'appliquer le mieux au Grès à meules, compte tenu de l'allure générale de la stratification qui est, comme dans les Couches intermédiaires, beaucoup moins discontinue que dans le Buntsandstein moyen.

Un élément important vient étayer cette hypothèse, c'est la forte asymétrie de la dispersion régionale des orientations de feuillets de stratification oblique, que celle-ci soit représentée sous forme d'un diagramme de densité tridimensionnelle (fig. 34d) ou sous forme d'un diagramme « rose-des-vents » (fig. 47a). Elle ne peut en effet être expliquée que par une nette conservation préférentielle du flanc gauche des structures, orientées par rapport à la direction générale d'écoulement ; ce qui traduit la réalité, au moins à certaines époques, d'une migration continue des chenaux, plus souvent vers la droite (SW) que vers la gauche.

Le diagramme de densité des orientations de feuillets dans les Couches intermédiaires (fig. 34c) montrait déjà une asymétrie nette, bien que moins prononcée. Cette asymétrie moins typique pourrait être interprétée comme l'indice d'une plus grande tendance au « braiding » des chenaux correspondants ; il ne faut cependant pas perdre de vue que seules les structures en gouttière sont susceptibles d'engendrer une asymétrie par migration latérale, et qu'au contraire de ce qui se passe dans le Grès à Voltzia, ce sont les faisceaux tabulaires qui dominent dans les Couches intermédiaires. Par contre, la très faible asymétrie présentée par le Grès vosgien (fig. 34a), où dominent les faisceaux arqués, confirmerait dans une certaine mesure l'aspect « en tresse » des chenaux déduit du caractère discontinu de la stratification.

(1) Les travaux de H.U. Schwartz sur le Muschelkalk inférieur allemand (1970, 1975) ne concernent qu'une partie du bassin, et n'ont guère dépassé la frontière.

Un déplacement des chenaux dans le même sens, mais discontinu, est également mis en évidence par la disposition des *linéations de délit*, qui sont particulièrement bien représentées dans le Grès à Voltzia. D'après J.R.L. Allen (1964), ces structures, caractéristiques d'un haut régime d'écoulement, peuvent se former sur les plages marines, dans les chenaux de marée, ou à la surface des barres immergées dans les chenaux fluviaux. Dans le cas de la formation en question ici, les distributions régionales des orientations de linéations d'une part, et des orientations de paléocourants déduites des faisceaux de stratification oblique de grande taille d'autre part, montrent de tels points communs (fig. 47) : amplitude de la dispersion, direction et module de la résultante, qu'une origine purement fluviale est très probable. Mais les corps sédimentaires à linéation de délit du Grès à Voltzia, en particulier dans la zone de passage Grès à meules - Grès argileux, sont très épais (de plusieurs décimètres à 2 ou 3 mètres) et leur extension horizontale dépasse habituellement celle des affleurements, ce qui n'est pas le cas des dépôts semblables observables à la surface des barres fluviales. Dans la nature actuelle, les seuls dépôts comparables, par leur structure comme par leur ampleur, sont le résultat de crues « catastrophiques » pouvant s'étaler largement au-dessus de la plaine alluviale (McKee *et al.*, 1967 ; Williams, 1971, p. 32). La déviation extrêmement nette du mode des linéations de délit vers le Sud, illustrée par la figure 47b, peut donc être considérée comme l'indice de *débordements plus fréquents sur la rive droite* que sur la rive gauche.

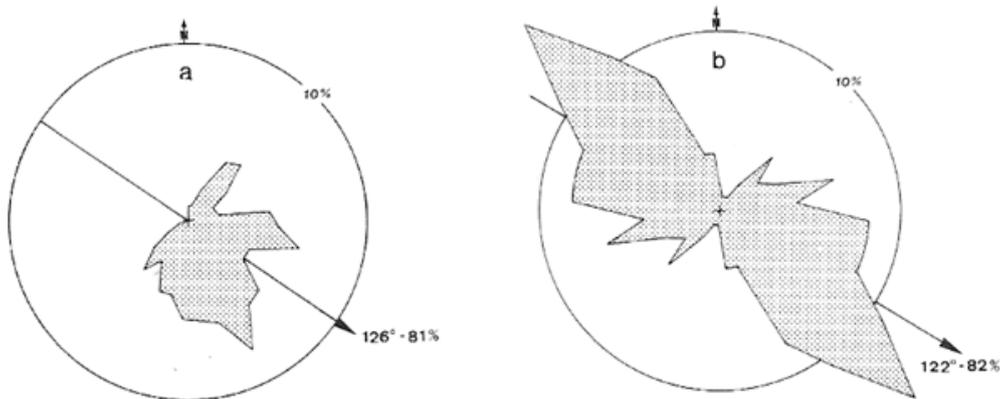


Fig. 47. — Orientations comparées des linéations de délit et des stratifications obliques de grande taille dans le Grès à Voltzia.

a — Diagramme «rose-des-vents» des pendages de feuillets de stratification oblique, et résultante vectorielle des directions de paléocourants déduites (50 affleurements).

b — Diagramme «rose-des-vents» et résultante de 60 linéations de délit.

En général, la méthode vectorielle classique ne peut être utilisée directement pour caractériser l'orientation préférentielle de structures comme les linéations de délit, dont on ne connaît que la direction mais non le sens (*double ended data*), et dont les azimuts ne varient, par convention, que de $N 0^\circ$ à $N 180^\circ E$. En multipliant tous les azimuts par 2, on réalise une distribution de période 360° , dont la résultante vectorielle peut cette fois être calculée (Krumbein, 1939, p. 688). L'azimut de la direction d'orientation préférentielle s'obtient en divisant celui de la résultante par 2.

De nombreux cours d'eau actuels montrent une migration des chenaux s'effectuant toujours dans le même sens : «divagation ordonnée» de F. Crouzel (1957, p. 234) ; le plus célèbre est sans doute le Kosi, un des principaux affluents du Gange, dont le tracé s'est déplacé d'environ 170 km vers l'Ouest au cours des deux derniers siècles (Reineck et Singh, 1973, fig. 339). D'après le principe connu sous le nom de «loi de Baer», et selon lequel les rivières de l'hémisphère nord auraient plutôt tendance à éroder leur rive droite, et celles de l'hémisphère sud à éroder leur rive gauche, il semble que ce phénomène soit dû, au moins en partie, à la force de Coriolis (Scheidegger, 1970, p. 240).

Dans certaines circonstances, c'est cependant l'influence de la tectonique qui est dominante : le Gange et le Brahmapoutre se déplacent ainsi en sens contraires (Coleman, 1969, p. 131).

Mais il apparaît que tous les exemples de divagation ordonnée décrits jusqu'à présent dans l'Actuel se font par avulsions successives et non de manière continue (Allen, 1974, p. 196) ; le second processus pourrait cependant être responsable de la dissymétrie des vallées du Bassin d'Aquitaine (Crouzel, 1957, p. 222). Un second problème se pose dans l'interprétation du Buntsandstein supérieur : les faits observés sont en effet incompatibles avec des balayages du bassin se faisant tantôt dans un sens tantôt dans l'autre ; il n'est d'autre part pas possible d'envisager un seul balayage. Il faut donc admettre qu'après avoir atteint la marge méridionale par déplacement progressif, le fleuve revenait brutalement à son cours de départ, avant d'entamer une nouvelle migration vers le Sud (fig. 48)

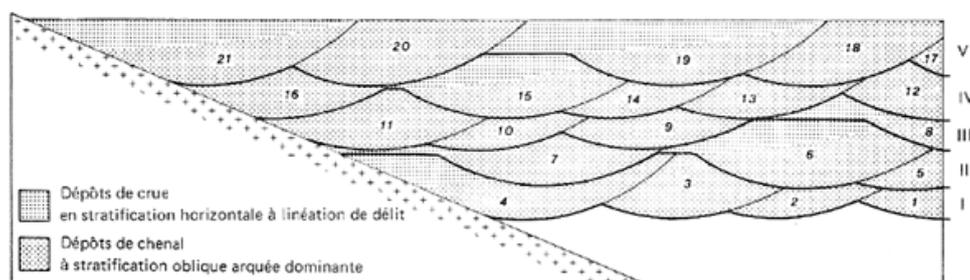


Fig. 48. — Coupe transversale schématique dans des dépôts de divagation fluviale ordonnée en zone stable, d'après l'exemple du Grès à Voltzia.

- Après avoir exhaussé légèrement son lit dans la partie axiale du bassin, le fleuve tend à glisser vers la bordure : de manière discontinue à l'occasion de certaines crues, et de manière continue le reste du temps. Lorsqu'il finit par longer les reliefs marginaux une simple crue d'ampleur habituelle suffit à lui faire reprendre la pente la plus forte, correspondant à son cours ancien le plus direct.
- Remarquer que, sur une même verticale, il est impossible de distinguer la part qui revient à chacun des 5 balayages successifs représentés, dont les dépôts sont limités en trait gras.

Cette hypothèse implique des phases d'avulsion de très grande amplitude, dont on connaît des exemples dans les temps historiques. Le plus grandiose est celui du Hoang-Ho, dont l'embouchure se trouve actuellement à 450 km au Nord de celle qu'on lui a connue jusqu'en 1852 (de Martonne, 1940, p. 567). D'autre part, c'est à la reconstitution d'un mécanisme tout à fait semblable qu'a abouti F. Crouzel (1957), par des voies pourtant très différentes des nôtres, pour expliquer les « cyclothèmes » molassiques du Miocène aquitain où se seraient produits 17 balayages successifs (fig. 49). Il n'est pas nécessaire de faire appel à l'action périodique d'une cause extrinsèque (diastrophisme ou oscillation climatique) pour faire fonctionner ce mécanisme, qui peut résulter du processus même de la sédimentation fluviale, par un effet d'oscillations de relaxation (Delmér, 1952) ⁽¹⁾ ; ce serait donc un *phénomène autocyclique* au sens de J.R. Beerbower (1964).

Les conséquences stratigraphiques de la mise en évidence d'un tel mécanisme de divagation ordonnée autocyclique peuvent être importantes. Il apparaît ainsi clairement que les paléosols du Buntsandstein supérieur, même relativement étendus comme la Zone-violette-supérieure de J. Perriau (1961b, p. 71) ou les principaux *Violette Horizontes* de D. Ortlam (1971, 1974), ne peuvent éventuellement servir de repères chronostratigraphiques que parallèlement à la direction d'écoulement, mais non transversalement. Quant aux autres paléosols de plus faible importance, qui se sont probablement formés dans des zones « sautées » par avulsion au cours d'un ou plusieurs balayages successifs, ils ne sont évidemment pas corrélables (Allen, 1974).

(1) Les oscillations de relaxation caractérisent les systèmes qui, recevant une énergie continue, sinon constante, se modifient progressivement jusqu'à atteindre un état d'équilibre instable, ce qui déclenche un retour brutal à l'état initial.

Il convient d'autre part de remarquer que, si les *Folge* du centre de la cuvette germanique, sur lesquelles est fondée la stratigraphie du Buntsandstein inférieur et moyen allemand (Gall *et al.*, 1977), se révélaient être d'origine autocyclique et non diastrophique, l'impossibilité actuelle de les retrouver dans la partie amont du bassin pourrait s'expliquer non seulement par leur coalescence, selon le modèle développé à propos du Grès à Voltzia (fig. 48), mais surtout par le passage de dépôts de chenaux simples à faible sinuosité, à des dépôts de chenaux « en tresse », incompatibles avec la genèse de « cycles » de grande étendue.

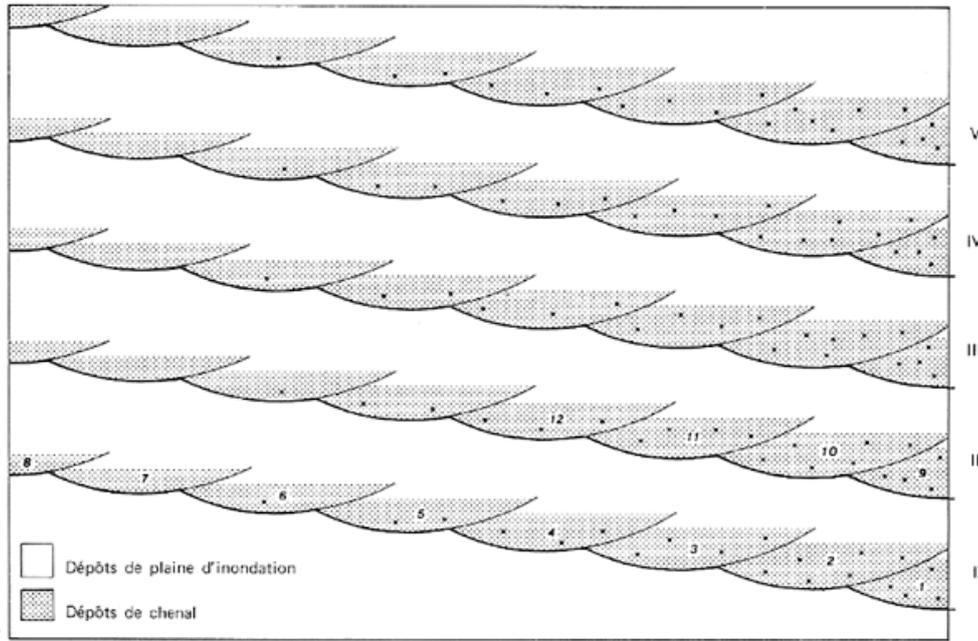


Fig. 49. — Coupe transversale schématique dans des dépôts de divagation fluviale ordonnée en zone fortement subsidente, d'après l'exemple du Miocène aquitain.
Inspiré de Crouzel (1957, fig. 59, 61 et 62).

- Chacun des 5 balayages se traduit par un « cyclothème » distinct, qui est diachrone.
- Remarquer qu'au cours de chacun d'eux, la diminution de la pente, liée à l'allongement du cours, entraîne une baisse de la compétence (la granulométrie s'affine) et de la capacité de transport (l'épaisseur des faciès détritiques grossiers s'amointrit).

V — CONCLUSION GÉNÉRALE

Dans la reprise de l'étude des paléocourants du Buntsandstein des Vosges méridionales, ce sont les stratifications obliques de grande taille qui ont apporté le plus d'éléments pour la résolution des problèmes paléogéographiques posés.

Mais, afin de resserrer la maille d'investigation par rapport aux travaux antérieurs, il a été nécessaire de rechercher, à la lumière des données de la sédimentation fluviale tant actuelle qu'ancienne, des techniques de mesure et des méthodes d'interprétation particulièrement adaptées aux conditions d'observation rencontrées.

— L'une est spécialement destinée à l'exploitation des données, nécessairement fragmentaires, que peuvent fournir de mauvais affleurements, *en terrain couvert* demeuré horizontal. Malgré sa mise

en œuvre très simple, cette « méthode de la bissectrice de la dispersion maximale » s'est montrée suffisamment rigoureuse, pour peu que les conditions nécessaires et suffisantes à son emploi, que nous avons définies, soient réunies. Bien que mise au point à partir de séries fluviales, et pour l'étude de séries fluviales, elle pourrait sans doute être adaptée à l'étude de séries déposées dans des milieux dont l'hydrodynamique est plus complexe, comme les environnements côtiers au sens large : par exemple en déduisant systématiquement une direction de paléocourant de chaque ensemble de feuillets, appartenant à un seul faisceau ou plusieurs faisceaux contigus, dont la dispersion des pendages atteint 180°.

— L'autre permet de travailler *en terrain basculé*, et même lorsque l'orientation et la valeur du basculement n'ont pu être déterminées directement, ce qui est généralement le cas dans les formations où dominent largement les stratifications obliques.

L'application de ces méthodes a montré de quelle manière les dispersions, observées à plusieurs échelles, des directions moyennes de paléocourant déduites des différents affleurements, pouvaient servir à caractériser *la géométrie du réseau fluvial* ; alors que le traitement direct des orientations de feuillets, à différents niveaux d'organisation, permettait surtout de comprendre *la géométrie des structures sédimentaires*.

Les interprétations paléogéographiques sont fondées sur l'intégration des différentes données paléotopographiques (morphologie de la surface infra-triasique) et sédimentologiques : en particulier l'agencement horizontal et vertical des lithofaciès et la « dispersion apparente » des éléments détritiques grossiers. De manière générale elles montrent :

- L'origine lointaine des matériaux, qui ne peuvent provenir de l'actuel seuil morvano-vosgien.
- L'influence purement passive des structures tardi-hercyniennes dans la sédimentation triasique ; les zones d'affleurement du Permien ayant, par le jeu de l'érosion différentielle, tantôt joué le rôle d'obstacle tantôt celui de drain.
- L'absence de tout indice permettant de supposer la surrection d'un « seuil vosgien » dès le Trias.
- L'évolution du réseau fluvial au cours du temps : réseau distributif « en tresse » au Buntsandstein moyen, d'abord à barres transversales et longitudinales, puis à barres longitudinales seules, passant au Buntsandstein supérieur à un réseau distributif de chenaux simples à faible sinuosité, d'abord riches en barres transversales.

L'étude du Buntsandstein moyen, et plus particulièrement du Conglomérat principal, a permis d'établir un modèle de série détritique de zone intracratonique stable, fondamentalement différent du modèle molassique, et de préciser comment, dans un tel contexte, l'examen de la dispersion apparente des galets, qui ne peut se substituer à une analyse de paléocourants, s'applique à la détection des paléoreliefs enfouis, positifs ou négatifs. Il a été d'autre part confirmé, par les directions de paléocourants, que le Grès vosgien et le Grès de l'Arsot, déposés de part et d'autre de l'Eperon bourguignon, provenaient de deux provinces différentes.

Dans le Buntsandstein supérieur a été mis en évidence un phénomène de divagation ordonnée, qui n'était connu jusqu'alors, et par d'autres méthodes, qu'en domaine molassique. Ce type de migration latérale s'accorde bien avec l'absence de méandrement, démontrée par ailleurs, dans le Grès à Voltzia qui peut être interprété comme un faciès de transition fluvio-marin dépourvu de caractères typiquement deltaïques.

BIBLIOGRAPHIE

- AGTERBERG F.P., HILLS L.V. and TRETTIN H.P. (1967). — Paleocurrent trend analysis of a delta in the Bjorne Formation (Lower Triassic) of Northwestern Melville Island, Arctic Archipelago. *J. Sediment. Petrol.*, 37, pp. 852-862.
- ALMEIDA F.F.M. de (1953). — Botucatù, a triassic desert of South America. *C.R. XIX Congr. géol. intern.*, Alger 1952, fasc. VII, pp. 9-24.
- ALLEN J.R.L. (1963a). — Asymmetrical ripple marks and the origin of water-laid cosets of cross-strata. *Liverpool Manchester Geol. J.*, 3, pp. 187-236.
- ALLEN J.R.L. (1963b). — The classification of cross-stratified units. With notes on their origin. *Sedimentology*, 2, pp. 93-114.
- ALLEN J.R.L. (1964). — Primary current lineation in the Lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, 3, pp. 89-108.
- ALLEN J.R.L. (1965). — A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5, pp. 89-191.
- ALLEN J.R.L. (1966). — On beds forms and paleocurrents. *Sedimentology*, 6, pp. 153-190.
- ALLEN J.R.L. (1968). — Current Ripples. Their relation to patterns of water and sediment motion. North-Holland, Amsterdam, 433 p.
- ALLEN J.R.L. (1970). — A quantitative model of climbing ripples and their cross-laminated deposits. *Sedimentology*, 14, pp. 5-26.
- ALLEN J.R.L. (1974). — Studies in fluvial sedimentation : Implications of pedogenic carbonate units, Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh outcrop. *Geol. J.*, 9, pp. 181-208.
- AUGUSTINUS P.G.E.F. and RIEZEBOS H. Th. (1971). — Some sedimentological aspects of the fluvio-glacial outwash plain near Soesterberg (The Netherlands). *Geol. Mijnbouw*, 50, pp. 341-348.
- BARRELL J. (1925). — Marine and terrestrial conglomerates. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 36, pp. 279-342.
- BEERBOWER J.R. (1964). — Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 169, pp. 31-42.
- BERSIER A. (1958). — Séquences détritiques et divagations fluviales. *Eclogae geol. Helv.*, 51, pp. 854-893.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., CHARPAL O. de, ROGNON P., GABRIEL O. et BENNACEF A. (1971). — Les grès du Paléozoïque au Sahara : Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un craton. Technip, Paris, 464 p.
- BLISSENBACH E. (1952). — Relation of surface angle distribution to particle size distribution on alluvial fans. *J. Sediment. Petrol.*, 22, pp. 25-28.
- BLUCK B.J. (1971). — Sedimentation in the meandering River Endrick. *Scott. J. Geol.*, 7, pp. 93-138.
- BLUCK B.J. (1974). — Structure and directional properties of some valley sandur deposits of southern Iceland. *Sedimentology*, 21, pp. 533-554.
- BLUCK B.J. and KELLING G. (1963). — Channels from the Upper Carboniferous Coal Measures of South Wales. *Sedimentology*, 2, pp. 29-53.
- BOERSMA J.R. (1969). — Internal structure of some tidal megaripples on a shoal in the Westerschelde estuary, The Netherlands : Report of a preliminary investigation. *Geol. Mijnbouw*, 48, pp. 409-414.
- BOERSMA J.R., MEENE E.A. Van de and TJALSMA R.C. (1968). — Intricated cross-stratification due to interaction of a mega-ripple with its lee-side system of backflow ripple (upper-pointbar deposits, lower Rhine). *Sedimentology*, 11, pp. 147-162.
- BRACONNIER M.A. (1883). — Description géologique et agronomique des terrains de Meurthe-et-Moselle. Grosjean et Savy, Nancy et Paris, 436 p.
- BRIGGS G. (1963). — Paleocurrent study of the Brazos River Sandstone Member of the Garner Formation, Palo Pinto County, Texas. *J. Sediment. Petrol.*, 33, pp. 97-104.

- BRINKMANN R. (1926). — Tektonik und Sedimentation im deutschen Triasbecken. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 78, pp. 52-74.
- BRINKMANN R. (1933). — Über Kreuzschichtung im deutschen Buntsandsteinbecken. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-physik. Kl., Fachgruppe IV*, 32, pp. 1-12.
- BUFFARD R. (1968). — Le Muschelkalk de la région de Villersexel (Haute-Saône) et du Massif de la Serre (Jura). Thèse 3e cycle (Géol.), Dijon, 188 p.
- BYRNE J.V. (1963). — Variations in fluvial gravels imbrications. *J. Sediment. Petrol.*, 33, pp. 467-469.
- CAILLEUX A. et TRICART J. (1959). — Initiation à l'étude des sables et des galets. C.D.U., Paris, t. I, 369 p.
- CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE DU PÉTROLE (1966). — Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. Technip, Paris, 291 p.
- CHAYES F. (1954). — Discussion : Effect of change of origin on mean and variance of two-dimensional fabrics. *Amer. J. Sci.*, 252, pp. 567-570.
- COLEMAN J.M. (1969). — Brahmaputra River : Channel processes and sedimentation. *Sediment. Geol.*, 3, pp. 129-239.
- COLLINSON J.D. (1971). — Current vector dispersion in a river of fluctuating discharge. *Geol. Mijnbouw*, 50, pp. 671-678.
- CONOLLY J.R. (1965). — Large scale cross-stratification in Triassic Sandstones, Sydney, Australia. *J. Sediment. Petrol.*, 35, pp. 765-768.
- COUREL L. (1973). — Modalités de la transgression mésozoïque : Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif Central français. *Mém. Soc. géol. France*, 118, 152 p.
- COUREL L., COUSTAU R. et DURAND M. (à paraître). — La structure de Bussièrès-lès-Belmont (Haute-Marne) : un paléo-relief triasique. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*.
- COUREL L., DURAND M., GALL J.C. et JURAIN G. (1973). — Quelques aspects de la transgression triasique dans le Nord-Est de la France. Influence d'un éperon bourguignon. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), 15, pp. 547-554.
- COUREL L., DURAND M., GALL J.C. et PERRIAUX J. (1975). — La sédimentation continentale du Trias et les modalités de la transgression marine de la base du Mésozoïque dans l'Est du Bassin de Paris. *Publ. IX Congr. intern. Sédimentol.*, Nice 1975, thème 5, t. 1, pp. 151-155.
- CROUZEL F. (1957). — Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LIV (1956), n. 248, 264 p.
- CROWELL J.C. (1955). — Directional current structures from the prealpine Flysch, Switzerland. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 66, pp. 1351-1384.
- CURRAY J.R. (1956). — The analysis of two-dimensional orientation data. *J. Geol.*, 64, pp. 117-131.
- DAL CIN R. (1968). — Climatic significance of roundness and percentage of quartz in conglomerates. *J. Sediment. Petrol.*, 38, pp. 1094-1099.
- DELMER A. (1952). — La sédimentation cyclique et notamment la sédimentation houillère considérée comme un phénomène d'oscillations de relaxation auto-entretenu. *C.R. III Congr. Strati. Géol. Carbonifère*, Heerlen 1951, pp. 135-139.
- DEMATHIEU G. et DURAND M. (1975). — A propos de quelques traces de pas et figures sédimentaires dans le Buntsandstein supérieur du Sud-Ouest des Vosges. *Bull. Acad. Soc. lorraines Sci.*, 14, pp. 23-36.
- DERRUAU M. (1974). — Précis de géomorphologie. Masson, Paris, 6e éd., 453 p.
- DOEGLAS D.J. (1962). — The structure of sedimentary deposits of braided rivers. *Sedimentology*, 1, pp. 167-190.
- DONALDSON A.C., MARTIN R.H. and KANES W.H. (1970). — Holocene Guadalupe Delta of Texas Gulf Coast. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 15, pp. 107-137.
- DOTT R.H. (1973). — Paleocurrent analysis of trough cross stratification. *J. Sediment. Petrol.*, 43, pp. 779-783.
- DOTY R.W. and HUBERT J.F. (1962). — Petrology and paleogeography of the Warrensburg channel sandstone, western Missouri. *Sedimentology*, 1, pp. 7-39.
- DURAND M. (1971). — Notice explicative de la Feuille de Plombières-les-Bains de la Carte géologique de France au 1/50 000. B.R.G.M., Paris, 14 p.
- DURAND M. (1972). — Répartition des galets éolisés dans le Buntsandstein moyen lorrain. *C.R. Soc. géol. France*, pp. 214-215.
- DURAND M. (1977). — Un exemple de divergence entre paléopente, paléocourants et dispersion : Le Buntsandstein moyen de la bordure méridionale du bassin lorrain. *5e Réunion ann. Sci. de la Terre*, Rennes 1977, p. 211.

- DURAND M. (à paraître). — Trias, in Notice explicative de la Feuille de Remiremont de la Carte géologique de France au 1/50 000. B.R.G.M., Paris.
- DURAND M. et JURAIN G. (1968). — Observations lithostratigraphiques sur la région de Plombières. *Bull. Bur. Rech. géol. min.* (2), sect. I, n. 2, pp. 79-86.
- DURAND M. et JURAIN G. (1969). — Éléments paléontologiques nouveaux du Trias des Vosges méridionales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 269, pp. 1047-1049.
- DŹUŁYŃSKI S. et WALTON E.K. (1965). — Sedimentary features of flysch and greywackes. Elsevier, Amsterdam, 274 p.
- EYNON G. and WALKER R.G. (1974). — Facies relationship in Pleistocene outwash gravels, southern Ontario : a model for bar growth in braided rivers. *Sedimentology*, 21, pp. 43-70.
- FAHRIG W.F. (1961). — The geology of the Athabasca Formation. *Geol. Surv. Canada Bull.*, 68, 41 p.
- FERGUSON R.I. (1977). — Meander sinuosity and direction variance. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 88, pp. 212-214.
- FISK H.N. (1961). — Bar-finger sands of Mississippi delta. In : J.A. PETERSON and J.C. OSMOND (ed.), *Geometry of sandstone bodies*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Symposium, pp. 29-52.
- FORCHE F. (1935). — Stratigraphie und Paläogeographie des Buntsandsteins im Umkreis der Vogesen. *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg*, 15, pp. 15-55.
- FREYDET P. et PLAZIAT J.C. (1975). — Histoire géologique du Languedoc du Crétacé moyen au Lutétien. In : M.P. MOULINE (ed.), *Du cône torrentiel au grand fleuve. Sédimentation continentale du Crétacé inférieur au Néogène dans le Midi de la France*. Inst. Géodyn. Univ. Bordeaux III, pp. 40-48.
- FRIEND P.F. (1978). — Terminal fans in present-day and ancient alluvial systems. *X Intern. Congr. Sedimentol.*, Jerusalem 1978, Abstr., p. 221.
- FRIEND P.F. and MOODY-STUART M. (1972). — Sedimentation of the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen : Regional analysis of a late orogenic basin. *Norsk Polarinst. Skr.*, 157, 77 p.
- GALL J.C. (1971a). — Faunes et paysages du Grès à Voltzia du Nord des Vosges. Essai paléoécologique sur le Buntsandstein supérieur. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, 34, 318 p.
- GALL J.C. (1971b). — Le Grès à Voltzia du Nord des Vosges : le passage d'un paysage deltaïque à un environnement littoral. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 273, pp. 2449-2452.
- GALL J.C. (1972). — Permanence du régime de chenaux et de flaques dans les Vosges du Nord pendant toute la durée du Buntsandstein. *Sci. Géol., Bull.*, 25, pp. 307-321.
- GALL J.C., DURAND M. et MULLER E. (1977). — Le Trias de part et d'autre du Rhin. Corrélations entre les marges et le centre du bassin germanique. In : *Le Trias français, état actuel des corrélations entre les différentes régions et avec les pays limitrophes*. Colloque d'Orléans 1977. *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, (2), sect. IV, n. 3, pp. 193-204.
- G.A.M. (Groupement Afrique - Madagascar du Commissariat à l'Énergie Atomique) (1968). — Éléments de pétrographie sédimentaire et de sédimentologie en terrain dit «continental». Instruction technique n. 18, 2e éd., 145 p.
- GELLATLY D.C. (1970). — Cross-bedded tidal megaripples from King Sound (Northwestern Australia). *Sediment. Geol.*, 4, pp. 185-191.
- GILBERT G.K. (1914). — The transportation of debris by running water. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 86, 263 p.
- GLANGEAUD L., MINOUX G. et RICOUR J. (1957). — Résultats stratigraphiques et hydrogéologiques du forage exécuté dans le Trias à Lure (Haute-Saône) en 1951 - 1952. *C.R. Soc. géol. France*, n. 5, pp. 83-84.
- GLENNIE K.W. (1970). — Desert sedimentary environments. Elsevier, Amsterdam, 222 p.
- GUILLAUME L. et MINOUX G. (1954). — Deux regards nouveaux sur le substratum antétriasique à l'Ouest des Vosges : les forages de Ravenel et de Damblain. *Bull. Soc. géol. France*, (6), t. 4, pp. 515-523.
- HAGUENAUER B. (1973). — Contribution de l'analyse séquentielle à la connaissance des formations néogènes du Bassin du Tage au Portugal. Thèse Sci., Nancy, 289 p.
- HAND B.M., WESSEL J.M. and HAYES M.O. (1969). — Antidunes in the Mount Toby conglomerate (Triassic), Massachusetts. *J. Sediment. Petrol.*, 39, pp. 1310-1316.
- HARMS J.C. and FAHNESTOCK R.K. (1965). — Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 12, pp. 84-115.
- HARMS J.C., MACKENZIE D.B. and McCUBBIN D.G. (1963). — Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana. *J. Geol.*, 71, pp. 566-580.

- HAUNSCHILD H., NITHACK J. und SALGER M. (1975). — Die Schilfsandsteinvorkommen von Lichtenau : Geologische, tonmineralogische und photogrammetrische Untersuchungen. *Geol. bavarica*, 74, pp. 57-93.
- HENRY J. (1976). — Manuel d'analyse structurale. In : CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE DU PÉTROLE, Méthodes modernes de géologie de terrain. Technip, Paris, t. 2, fasc. 1 : Traitement des données, 74 p.
- HIGH L.R. and PICARD M.D. (1971). — Mathematical treatment of orientation data. In : R.E. CARVER (ed.), Procedures in sedimentary petrology. Wiley-Interscience, New-York, pp. 21-45.
- HIGH L.R. and PICARD M.D. (1974). — Reliability of cross-stratification types as paleocurrent indicators in fluvial rocks. *J. Sediment. Petrol.*, 44, pp. 158-168.
- HILLY J. (1970). — Compte-rendu des journées d'étude 1970 de l'Association des Géologues du Bassin de Paris : Nancy 7-9 mai 1970. *Bull. Assoc. Géol. Bassin de Paris*, 25, pp. 189-246.
- HOQUE M. (1975). — Paleocurrent and paleoslope - A case study. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 17, pp. 77-85.
- HOUTEN F.B. VAN (1973). — Meaning of molasse. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 84, pp. 1973-1976.
- HOYT J.H. (1971). — Measurement of sedimentary structure orientation. In : R.E. CARVER (ed.), Procedures in sedimentary petrology. Wiley-Interscience, New-York, pp. 3-20.
- IRIONDO M.H. (1973). — Volume factor in paleocurrent analysis. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 57, pp. 1341-1342.
- JACKSON R.G. (1976). — Largescale ripples of the lower Wabash River. *Sedimentology*, 23, pp. 593-623.
- JACOULET M.J., THÉOBALD N. et THIÉBAUT J. (1960). — Données nouvelles sur la géologie de la région sud-occidentale des Vosges aux environs de Passavant-la-Rochère (Haute-Saône). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 250, pp. 3345-3346.
- JONES T.A. (1968). — Statistical analysis of orientation data. *J. Sediment. Petrol.*, 38, pp. 61-67.
- JONG J.D. de (1971). — Molasse and clastic-wedge sediments of the southern Cantabrian Mountains (NW Spain) as geomorphological and environmental indicators. *Geol. Mijnbouw*, 50, pp. 399-416.
- JOPLING A.V. (1961). — Origin of regressive ripples explained in terms of fluid-mechanic processes. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 424D, pp. 15-17.
- JOPLING A.V. (1965). — Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. *J. Sediment. Petrol.*, 35, pp. 777-791.
- JOPLING A.V. and RICHARDSON E.V. (1966). — Backset bedding developed in shooting flow in laboratory experiments. *J. Sediment. Petrol.*, 36, pp. 821-825.
- JURAIN G. et PERRIAUX J. (1963). — Les seuils et les bassins de sédimentation des Vosges méridionales et leurs relations avec le seuil morvano-vosgien. *C.R. 87e Congr. Soc. savantes*, Poitiers 1962, Colloque sur les seuils en géologie, pp. 771-779.
- KIDERLEN H. (1931). — Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. *Neues Jahrb. Mineral. Geol. Paläontol.*, B 66, pp. 289-384.
- KLEIN G. de Vries (1967). — Paleocurrent analysis in relation to modern marine sediment dispersal patterns. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 51, pp. 366-382.
- KRUMBEIN W.C. (1939). — Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits. *J. Geol.*, 47, pp. 673-706.
- KRUMBEIN W.C. and SLOSS L.L. (1963). — Stratigraphy and sedimentation. Freeman, San-Francisco, 2e éd., 660 p.
- KUENEN P.H. (1957). — Longitudinal filling of oblong sedimentary basins. *Verhandel. koninkl. ned. geol. mijnbouw. Genoot., Geol. Ser.*, 18, pp. 189-195.
- LAMONT A. (1957). — Slow anti-dunes and flow marks. *Geol. Mag.*, 94, pp. 472-480.
- LANE D.W. (1963). — Cross-stratification in San Bernard River, Texas, point bar deposit. *J. Sediment. Petrol.*, 33, pp. 350-354.
- LANE E.W. and EDEN E.W. (1940). — Sand waves in the lower Mississippi River. *Western Soc. Engineers J.*, 45, pp. 281-291.
- LANGBEIN W.B. and LEOPOLD L.B. (1966). — River meanders - Theory of minimum variance. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 422 H, pp. 1-15.
- LAUGIER R. (1963). — Évolution de la partie nord du détroit morvano-vosgien au Trias et au Lias. *C.R. 87e Congr. Soc. savantes*, Poitiers 1962, Colloque sur les seuils en géologie, pp. 761-770.
- LEGGEWIE R., FUCHTBAUER H. und EL-NAJJAR R. (1977). — Zur Bilanz des Buntsandsteinbeckens (Korngrößenverteilung und Gesteinsbruchstücke). *Geol. Rundschau*, 66, pp. 551-577.

- LENGUIN M. (1975). — Le remplissage de la gouttière méridionale du bassin de Carcassonne. In : M.P. MOULINE (ed.), Du cône torrentiel au grand fleuve. Sédimentation continentale du Crétacé inférieur au Néogène dans le Midi de la France. Inst. Géodyn. Univ. Bordeaux III, pp. 48-50.
- LEOPOLD L.B., WOLMAN M.G. and MILLER J.P. (1964). — Fluvial processes in geomorphology. Freeman, San-Francisco, 522 p.
- LOUP J. (1974). — Les eaux terrestres. Masson, Paris, 171 p.
- MARTONNE E. de (1940). — Traité de géographie physique. Armand Colin, Paris, 3 vol., 1518 p.
- MAUBEUGE P.L. (1976). — Le sondage de Villersexel (Haute-Saône). *Bull. Acad. Soc. lorraines Sci.*, 15, pp. 17-26.
- MAZAROVICH O.A. (1972). — Geotectonic conditions for the formation of molasse. *Geotectonics*, 1, pp. 14-21.
- McGOWEN J.H. and GARNER L.E. (1970). — Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars : Modern and ancient examples. *Sedimentology*, 14, pp. 77-111.
- McKEE E.D. (1957). — Flume experiments on the production of stratification and cross-stratification. *J. Sediment. Petrol.*, 27, pp. 129-134.
- McKEE E.D., CROSBY E.J. and BERRYHILL H.L. (1967). — Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *J. Sediment. Petrol.*, 37, pp. 829-851.
- McKEE E.D. and WEIR G.W. (1953). — Terminology for stratification and cross-stratification. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 64, pp. 381-390.
- MIALL A.D. (1974). — Paleocurrent analysis of alluvial sediments : a discussion of directional variance and vector magnitude. *J. Sediment. Petrol.*, 44, pp. 1174-1185.
- MIALL A.D. (1976). — Palaeocurrent and palaeohydrologic analysis of some vertical profiles through a Cretaceous braided stream deposit, Banks Island, Arctic Canada. *Sedimentology*, 23, pp. 459-483.
- MIDDLETON G.V. (1965). — Antidune cross-bedding in a large flume. *J. Sediment. Petrol.*, 35, pp. 922-927.
- MINOUX G. (1958). — Nouvelles observations sur la couverture triasique et son substratum dans la région occidentale des Vosges. Les forages de Vittel, Contrexéville, Lamarche. *Bull. Soc. géol. France*, (6), t. 8, pp. 213-236.
- MECKEL L.D. (1967). — Tabular and trough cross-bedding : Comparison of dip azimuth variability. *J. Sediment. Petrol.*, 37, pp. 80-86.
- MEYER R. (1973). — La carte géologique au 1/50 000 de Rambervillers (Vosges). Présentation générale et commentaires sédimentologiques. Thèse Spécialité (Géol.), Nancy I, 150 p.
- MOODY-STUART M. (1966). — High- and low-sinuosity stream deposits with examples from Devonian of Spitsbergen. *J. Sediment. Petrol.*, 36, pp. 1102-1117.
- MOORE D. (1966). — Deltaic sedimentation. *Earth-Sci. Rev.*, 1, pp. 87-104.
- MORGAN J.P. (1970). — Depositional processes and products in deltaic environment. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 15, pp. 31-47.
- MOSS A.J. (1972). — Bed-load sediments. *Sedimentology*, 18, pp. 159-219.
- MULLER A., PREUGSCHAT F. und SCHRECK H. (1976). — Tektonische Richtungen und Faziesverteilungen im Mesozoikum von Luxemburg-Lothringen. *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, 58, pp. 153-181.
- NAMI M. (1976). — An exhumed Jurassic meander belt from Yorkshire, England. *Geol. Mag.*, 113, pp. 47-52.
- NIEHOFF W. (1958). — Die primär gerichteten Sedimentstrukturen, insbesondere Schrägschichtung im Koblenz-quartzit am Mittelrhein. *Geol. Rundschau*, 47, pp. 252-321.
- NOEL E. (1905). — Note sur l'orientation des galets dans un courant et la direction des courants en quelques points du Grès vosgien. *Bull. Soc. Sci. Nancy*, (3), 6, pp. 84-99.
- OOMKENS E. (1970). — Depositional sequences and sand distribution in the postglacial Rhône delta complex. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 15, pp. 198-212.
- ORE H.T. (1964). — Some criteria for recognition of braided stream deposits. *Contrib. Geol.*, 3, pp. 1-14.
- ORTLAM D. (1971). — Paleosols and their significance in stratigraphy and applied geology in the Permian and Triassic of Southern Germany. In : D.H. YAALON (ed.), Paleopedology - Origin, nature and dating of paleosols. Israel Univ. Press, Jerusalem, pp. 321-327.
- ORTLAM D. (1974). — Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. *Geol. Rundschau*, 63, pp. 850-884.

- PALAIN C. (1966). — Contribution à l'étude sédimentologique du «Grès à Roseaux» (Trias supérieur) en Lorraine. *Sci. Terre*, 11, pp. 245-291.
- PALAIN C. (1970a). — Structures et directions de courants dans les «Grès de Silves» du Sud du Portugal, province de l'Algarve. *Comun. Serv. geol. Port.*, 54, pp. 191-208.
- PALAIN C. (1970b). — Caractères molassiques du Trias portugais au Nord du Tage. *Sci. Terre*, 15, pp. 307-328.
- PALAIN C. (1975). — Une série détritique terrigène : Les «Grès de Silves» - Trias et Lias inférieur du Portugal. Thèse Sci. Nancy I, 503 p.
- PANIN N. et PANIN S. (1967). — Regressive sand waves on the Black Sea shore. *Marine Geol.*, 5, pp. 207-219.
- PELLETIER B.R. (1958). — Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 69, pp. 1033-1064.
- PERRIAUX J. (1961a). — Etude de la série permo-triasique de la Feuille de Bruyères au 1/50 000. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LVIII (1961), n. 264, pp. 35-44.
- PERRIAUX J. (1961b). — Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, 18, 236 p.
- PERRIAUX J. (1963a). — Stratigraphie du Trias inférieur de l'Est de la France (Note préliminaire). In : Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier 1961. *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 15, pp. 79-88.
- PERRIAUX J. (1963b). — Le seuil morvano-vosgien à l'époque du Buntsandstein (Trias inférieur). *C.R. 87e Congr. Soc. savantes*, Poitiers 1962, Colloque sur les seuils en géologie, pp. 781-785.
- PERRIN G. (1975). — Comparaison entre des structures sédimentaires à l'affleurement et les pendagemétries de sondage. *Bull. Centre Rech. Pau - S.N.P.A.*, 9, pp. 147-181.
- PETTIJOHN F.J. (1957). — Sedimentary rocks. Harper & Row, New-York, 2e éd., 718 p.
- PETTIJOHN F.J. and POTTER P.E. (1964). — Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Springer, Berlin, 370 p.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E. and SIEVER R. (1972). — Sand and sandstone. Springer, Berlin, 618 p.
- PHILLIPS F.C. (1960). — The use of stereographic projection in structural geology. Edward Arnold, London, 2e éd., 86 p.
- PICARD M.D. (1970). — Current directions in straight to slightly meandering ephemeral streams. (Abstr.). *J. Sediment. Petrol.*, 40, pp. 771-772.
- PICARD M.D. and HIGH L.R. (1964). — Pseudo rib-and-furrow marks in the Chugwater (Triassic) Formation of west-central Wyoming. *Contrib. Geol.*, 3, pp. 27-31.
- PICARD M.D. and HIGH L.R. (1973). — Sedimentary structures of ephemeral streams. Elsevier, Amsterdam, 223 p.
- POOLE F.G. (1964). — Palaeowinds in the Western United States. In : A.E.M. NAIRIN (ed.), Problems in palaeoclimatology. Interscience, London, pp. 394-405.
- POTTER P.E. and OLSON J.S. (1954). — Variance components of cross-bedding direction in some basal Pennsylvanian sandstones of the Eastern Interior Basin : Geological application. *J. Geol.*, 62, pp. 50-73.
- POTTER P.E. and PETTIJOHN F.J. (1963). — Paleocurrents and basin analysis. Springer, Berlin, 296 p.
- POTTER P.E. and SIEVER R. (1956). — Sources of basal Pennsylvanian sediments in the Eastern Interior Basin. 1 - Cross-bedding. *J. Geol.*, 64, pp. 225-244.
- POWER W.R. (1961). — Backset beds in the Coso Formation, Inyo County, California. *J. Sediment. Petrol.*, 31, pp. 603-607.
- PRYOR W.A. (1961). — Sand trends and paleoslope in Illinois Basin and Mississippi Embayment. In : J.A. PETERSON and J.C. OSMOND (ed.), Geometry of sandstone bodies. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Symposium, pp. 119-133.
- RAMSAY J.G. (1961). — The effects of folding upon the orientation of sedimentation structures. *J. Geol.*, 69, pp. 84-100.
- RANGHEARD Y. et THÉOBALD N. (1973). — Sur l'origine des éléments du conglomérat dit Conglomérat principal, ou Poudingue de Sainte-Odile, de la retombée méridionale des Vosges. *Ann. sci. Univ. Besançon*, (3), Géol. 20, pp. 37-44.
- RAUP O.B. and MIESCH A.T. (1957). — A new method for obtaining average directional measurements in cross-stratification studies. *J. Sediment. Petrol.*, 27, pp. 313-321.
- REICHE P. (1938). — An analysis of cross-lamination : The Coconino Sandstone. *J. Geol.*, 46, pp. 905-932.

- REINECK H.E. (1958). — Longitudinale Schrägschichten im Watt. *Geol. Rundschau*, 47, pp. 72-82.
- REINECK H.E. and SINGH I.B. (1973). — Depositional sedimentary environments. Springer, Berlin, 439 p.
- RUNCORN S.K. (1964). — Palaeowind directions and palaeomagnetic latitudes. In : A.E.M. NAIRN (ed.), Problems in palaeoclimatology. Interscience, London, pp. 409-421.
- RUST B.R. (1972). — Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, 18, pp. 221-245.
- SANDER B. (1930). — Gefügekunde der Gesteine. Springer, Wien, 325 p.
- SARKAR S.K. and BASUMALLICK S. (1968). — Morphology, structure and evolution of a channel island in the Barakar River, Barakar, West Bengal. *J. Sediment. Petrol.*, 38, pp. 747-754.
- SCHEIDEGGER A.E. (1970). — Theoretical geomorphology. Springer, Berlin, 2e éd., 435 p.
- SCHLEE J. (1957). — Upland gravels of southern Maryland. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 68, pp. 1371-1410.
- SCHUMM S.A. (1968). — Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 79, pp. 1573-1588.
- SCHWARTZ H.U. (1970). — Zur Sedimentologie und Fazies des Unteren Muschelkalkes in Südwestdeutschland und angrenzenden Gebieten. Dissertation, Tübingen, 297 p.
- SCHWARTZ H.U. (1975). — Sedimentary structures and facies analysis of shallow marine carbonates (Lower Muschelkalk, Middle Triassic, Southwestern Germany). Contributions to Sedimentology - 3, Schweizebart'sche Verlag, Stuttgart, 100 p.
- SCRUTON P.C. (1960). — Delta building and the deltaic sequence. In : F.P. SHEPARD (ed.), Recent sediments, Northwest Gulf of Mexico. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Symposium*, pp. 82-102.
- SELLEY R.C. (1968). — A classification of paleocurrent models. *J. Geol.*, 76, pp. 99-110.
- SELLEY R.C. (1972). — Diagnosis of marine and non-marine environments from the Cambro-Ordovician sandstones of Jordan. *J. Geol. Soc.*, London, 128, pp. 135-150.
- SELLEY R.C. (1976). — An introduction to sedimentology. Academic Press, London, 408 p.
- SHELTON J.W. and NOBLE R.L. (1974). — Depositional features of braided-meandering stream. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 58, pp. 742-752.
- SHOTTON F.W. (1956). — Some aspects of the New Red desert in Britain. *Liverpool Manchester Geol. J.*, 1, pp. 450-465.
- SHROCK R.R. (1948). — Sequence in layered rocks. Mac Graw Hill, New-York, 507 p.
- SIMONS D.B., RICHARDSON E.V. and NORDIN C.F. (1965). — Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 12, pp. 34-52.
- SINGH I.B. (1977). — Bedding structures in a channel sand bar of the Ganga River near Allahabad, Uttar Pradesh, India. *J. Sediment. Petrol.*, 47, pp. 747-752.
- SINGH I.B. and KUMAR S. (1974). — Mega- and giant ripples in the Ganga, Yamuna, and Son Rivers, Uttar Pradesh, India. *Sediment. Geol.*, 12, pp. 53-66.
- SMITH N.D. (1970). — The braided stream depositional environment : comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, North-Central Appalachians. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 81, pp. 2993-3014.
- SMITH N.D. (1972). — Some sedimentological aspect of planar cross-stratification in a sandy braided river. *J. Sediment. Petrol.*, 42, pp. 624-634.
- STERNBERG H. (1875). — Untersuchungen über Längen- und Querprofil geschiebeführender Flüsse. *Z. Bauwesen*, 25, pp. 483-506.
- STETS J. und WURSTER P. (1977a). — Der Lichtenauer Randstrom des Schilfsandstein-Deltas. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 128, pp. 99-120.
- STETS J. und WURSTER P. (1977b). — Kann aus Anschnittlinearen von Schrägschichtungskörpern die Fließrichtung fotogeologisch direkt bestimmt werden ? *Neues Jahrb. Geol. Paläontol.*, Monatsch. 7, pp. 433-446.
- STEWART J.H. (1961). — Origin of cross stratification in fluvial sandstone layers in the Chinle Formation (Upper Triassic) on the Colorado Plateau. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 424 B, pp. 127-129.
- STOKES W.L. (1947). — Primary lineation in fluvial sandstones : A criterion of current direction. *J. Geol.*, 60, pp. 52-54.
- STRAATEN L.M.J.U. VAN (1960). — Some recent advances in the study of deltaic sedimentation. *Liverpool Manchester Geol. J.*, 2, pp. 411-442.

- STRAATEN L.M.J.U. VAN (1961). — Sedimentation in tidal flat areas. *J. Alberta Soc. Petrol. Geol.*, 9, pp. 203-226.
- TANNER W.F. (1955). — Paleogeographic reconstructions from cross-bedding studies. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 39, pp. 2471-2483.
- TANNER W.F. (1959). — The importance of modes in cross-bedding data. *J. Sediment. Petrol.*, 29, pp. 221-226.
- TAYLOR G., CROOK K.A.W. and WOODYER K.D. (1971). — Upstream-dipping foreset cross-stratification : origin and implications for paleoslope analysis. *J. Sediment. Petrol.*, 41, pp. 578-581.
- TERWINDT J.H.J. (1971). — Litho-facies of inshore estuarine and tidal-inlet deposits. *Geol. Mijnbouw*, 50, pp. 515-526.
- THÉOBALD N. (1969). — Observations stratigraphiques sur la feuille de Belfort au 1/50 000. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LVI (1958), n. 255, pp. 115-135.
- THÉOBALD N. et BRITZ K. (1951). — La surface infratriasique dans le domaine houiller sarro-lorrain. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 233, pp. 421-423.
- THÉOBALD N. et LAUGIER R. (1963). — Trias des abords sud du Massif Vosgien, du Jura, de la Bresse et de la périphérie du Massif Central. In : Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes. *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 15, pp. 66-72.
- TRICART J. (1957). — Observations sur la genèse des nappes de cailloutis fluviaux. *Bull. Soc. géol. France*, (6), t. 7, pp. 1189-1203.
- TRICART J. (1959). — Données pour l'utilisation paléogéographique des cailloutis. *Eclogae geol. Helv.*, 51, pp. 784-795.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1953). — Détermination du centile en granulométrie. *Bull. Soc. géol. France*, (6), t. 3, pp. 747-759.
- TRUSHEIM F. (1961). — Über Diskordanzen im Mittleren Buntsandstein Norddeutschlands zwischen Ems und Weser. *Erdöl.-Z.*, 9, pp. 1-8.
- VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J. (1976). — Éléments de tectonique analytique. Masson, Paris, 118 p.
- WALKER R.G. (1963). — Distinctive types of ripple-drift cross-lamination. *Sedimentology*, 2, pp. 173-188.
- WILLIAMS G.E. (1966). — Planar cross-stratification formed by the lateral migration of shallow streams. *J. Sediment. Petrol.*, 36, pp. 742-746.
- WILLIAMS G.E. (1969). — Characteristics and origin of a Precambrian pediment. *J. Geol.*, 77, pp. 183-207.
- WILLIAMS G.E. (1971). — Flood deposits of the sand-bed ephemeral streams of Central Australia. *Sedimentology*, 17, pp. 1-40.
- WILLIAMS P.F. and RUST B.R. (1969). — The sedimentology of a braided river. *J. Sediment. Petrol.*, 39, pp. 649-679.
- WILSON C.W. (1948). — Channels and channel filling sediments of Richmond Age in south-central Tennessee. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 59, pp. 733-766.
- WRIGHT M.D. (1959). — The formation of cross-bedding by a meandering or braided stream. *J. Sediment. Petrol.*, 29, pp. 610-615.
- WUNDERLICH F. (1972). — Georgia coastal region, Sapelo Island, U.S.A., sedimentology and biology. III : Beach dynamics and beach development. *Senckenbergiana marit.*, 4, pp. 47-79.
- WURSTER P. (1958). — Geometrie und Geologie von Kreuzschichtungs-Körpern. *Geol. Rundschau*, 47, pp. 322-359.
- WURSTER P. (1963). — Les problèmes posés par le «Grès à roseaux» du Trias supérieur. *Sci. Terre*, 9, pp. 197-219.
- WURSTER P. (1964a). — Delta sedimentation in the German Keuper basin. In : L.M.J.U. VAN STRAATEN (ed.), Deltaic and shallow marine deposits. Elsevier, Amsterdam, pp. 436-446.
- WURSTER P. (1964b). — Geologie des Schilfsandsteins. *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg*, 33, 140 p.
- YAALON D.H. and LARONNE J. (1971). — Internal structures in eolianites and paleowinds, Mediterranean Coast, Israel. *J. Sediment. Petrol.*, 41, pp. 1059-1064.
- YAPAUDJIAN L. (1972). — Une approche actualiste en géologie sédimentaire (Quelques données d'interprétation des séquences de plate-forme). In : Colloque sur les méthodes et tendances de la stratigraphie, Orsay 1970, t. 2. *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 77, pp. 715-744.
- YEAKEL L.S. (1962). — Tuscarora, Juniata and Bald Eagle paleocurrents and paleogeography in the Central Appalachians. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 73, pp. 1515-1540.