

Modèle d'estimation de la subsidence et des variations du niveau marin : un exemple de l'Oxfordien du Jura suisse

Autor(en): **Pittet, Bernard**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **87 (1994)**

Heft 2: **Pollution and pollutant transport in the geosphere, a major environmental issue : symposium held during the 173rd annual meeting of the Swiss Academy of Natural Sciences**

PDF erstellt am: **07.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-167469>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Modèle d'estimation de la subsidence et des variations du niveau marin: Un exemple de l'Oxfordien du Jura suisse

BERNARD PITTET¹

Key words: Subsidence, sea level, Oxfordian, shallow water carbonates, shallow water siliciclastics, Jura mountains

ABSTRACT

During deposition of the Natica member and the lower part of the Hauptmumienbank member (Vellerat Formation) and the corresponding members of the Balsthal Formation (Günsberg member and Steinibach beds), many facies changes typical of a shallow-marine carbonate platform influenced by episodic terrigenous input are recorded. Despite a constantly shallow bathymetry with numerous emersions, no major erosional hiatuses appear and obliterate sedimentary sequences. Elementary sequences can be correlated between the different sections, and a sequence hierarchy is evidenced and related to the two orbital eccentricity cycles.

The model presented here postulates a rate of subsidence similar to the rate of sea-level fall caused by Milankovitch type oscillations. Thus, during emersion the sediment is maintained close to the water surface. With an almost complete conservation of the elementary sequences, it is possible to relate the sediment accumulation to the amplitude of sea-level oscillation and to the accommodation space created by subsidence. In comparing the different sections and using equations relating accumulation, subsidence and sea-level variation, values of total subsidence as well as amplitudes of short-term and long-term variations of sea level may be estimated.

An important subsidence rate in the order of 65 m/My during three 400,000-year cycles is suggested. The main events marking the sedimentary history, such as formation of sequence boundaries, transgressive surfaces and maximum flooding surfaces, are explained by short-term sea-level oscillations with amplitudes of about 1 to 3 metres. Features related to long term trends (third-order regional variation rates of roughly 15 m/My) can be distinguished only if highlighted by shorter term sea-level variations.

RESUME

Durant le dépôt du membre à Natica et de la base du Hauptmumienbank (Formation de Vellerat) et des membres équivalents de la Formation de Balsthal (membre de Günsberg, couches de Steinibach), la sédimentation présente des faciès très variables d'une plate-forme carbonatée peu profonde, influencée par des apports terrigènes épisodiques. Malgré une bathymétrie toujours faible et de nombreuses émerSIONS, aucune lacune majeure n'apparaît, aucune érosion importante ne fait disparaître de séquences sédimentaires. Des séquences élémentaires corrélables entre les divers profils et une hiérarchie de ces séquences ont été mises en évidence et reliées aux deux cycles d'excentricité de l'orbite terrestre.

Le modèle présenté ici postule une vitesse de subsidence proche de la vitesse de chute du niveau marin des oscillations de type Milankovitch, permettant ainsi de maintenir le sédiment proche de la surface de l'eau au moment des émerSIONS. Avec une conservation presque complète des séquences élémentaires, il devient possible de relier l'accumulation sédimentaire aux amplitudes des oscillations du niveau marin et à la place créée par la subsidence. La comparaison entre les différents profils et les équations qui relient l'accumulation, la subsidence et les variations du niveau marin permettent de dégager les valeurs de la subsidence totale, ainsi que les valeurs des amplitudes des oscillations à court terme du niveau marin et son évolution à long terme.

¹ Université de Fribourg, Institut de Géologie et Paléontologie, Pérolles, CH-1700 Fribourg

Les résultats obtenus suggèrent une subsidence importante (de l'ordre de 65 mètres par million d'années) durant trois cycles de 400 000 ans. Ils permettent une explication de l'origine des principaux événements marquant la sédimentation (limites de séquence, surfaces de transgression et d'inondation maximale). Ils suggèrent des valeurs d'amplitudes des oscillations du niveau marin à court terme de l'ordre de 1 à 3 mètres, et des variations à long terme (3ème ordre à valeur régionale) relativement faibles (environ 15 m/Ma). De ce fait, ces dernières ne peuvent être distinguées sur le terrain que si elles sont soulignées par des variations à plus court terme.

1. Généralités

Chevauchant la limite Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur, les Formations de Vellerat et Balsthal (fig. 1) présentent une grande variété de faciès d'une plate-forme carbonatée peu profonde. Le membre à Natica, principal intervalle étudié dans ce travail, se caractérise par de fréquentes intercalations siliciclastiques (argiles, quartz et feldspaths) (Ziegler 1956, Ziegler 1962, Gygi 1969, Bolliger & Burri 1970, Pittet 1993).

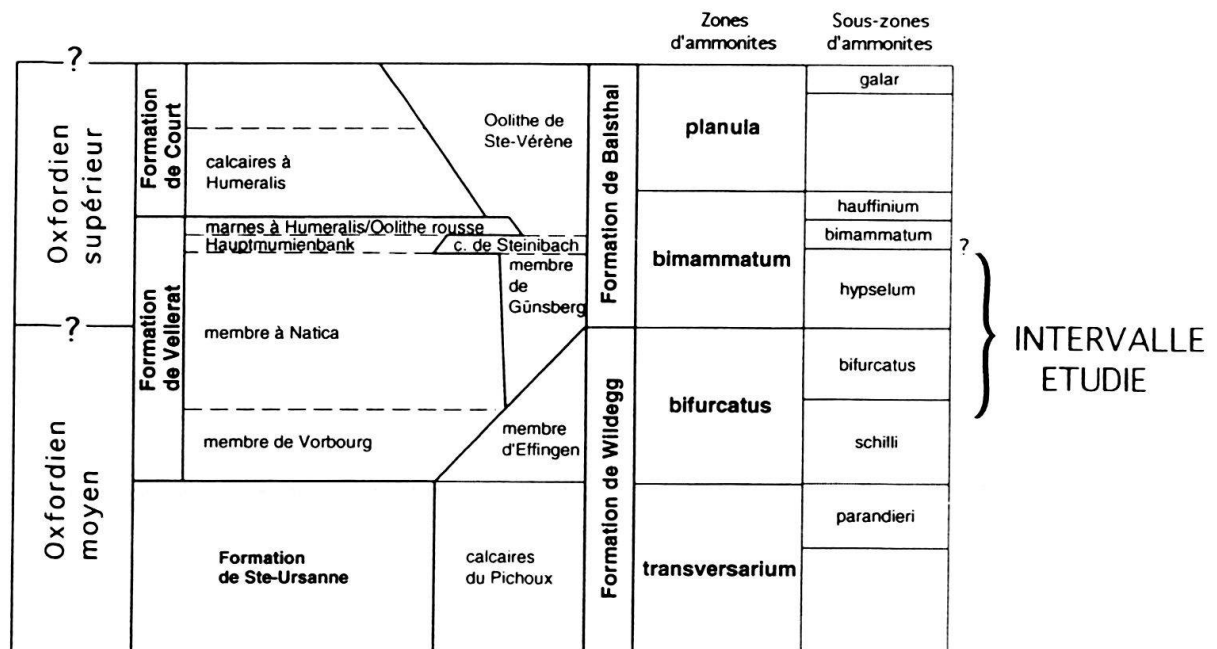


Fig. 1. Lithostratigraphie, biostratigraphie (d'après Gygi & Persoz 1986), et position de l'intervalle étudié.

a) Hiérarchie de séquences sédimentaires

L'étude sédimentologique a permis un découpage en séquences sédimentaires de l'intervalle allant de la base du membre à Natica, respectivement membre de Günsberg, à la partie inférieure du Hauptmumienbank (*sensu* Gygi & Persoz 1986), respectivement des couches de Steinibach. L'observation de terrain et la mise en évidence d'événements sédimentaires qui marquent l'ensemble des localités étudiées ont permis de mettre en évidence une hiérarchie de séquences. Ces événements sont soit des émergences presque généralisées de la partie de la plate-forme étudiée, soit des épisodes où la sédimentation est fortement ralentie, ou encore des changements nets du style sédimentaire (apparition des siliciclastiques, passage d'un style purement calcaire à un style mixte marnes-calcaires

et inversément). Ces événements sont interprétés en terme de stratigraphie séquentielle, et permettent la corrélation entre les profils (fig. 2). Les corrélations se basent également sur l'étude de Gygi & Persoz (1986), qui permet de caler certains de ces événements ou certains épisodes de la sédimentation, mis également en évidence dans notre étude.

Le début du membre à Natica (SB1, fig. 2) est marquée par une émergence importante (Pichoux (Px), Vorbourg (Vb)), et l'arrivée des siliciclastiques sur la plate-forme (argiles, quartz et feldspaths). Cette limite est marquée à Reuchenette (Ru) par un arrêt de sédimentation et un petit lit argileux qui sépare une importante barre oolithique en deux parties.

La surface MF2 correspond à une période de ralentissement de la sédimentation due à une montée relativement importante du niveau marin. Les récifs présents à Moutier (Mt) et à Pertuis (Pe) interrompent pour une courte durée leurs croissances, laissant place à une sédimentation de lagon ouvert, ralentie, marquée à Moutier par une intense bioturbation. A Pichoux, cette surface est représentée par un hardground bioperforé dans un faciès de lagon.

Dans la partie NE, un niveau (SB2, fig. 2) riche en fragments charbonneux (Mt, Co, Px) ou à racines (Vb), est souvent émergifié (Mt, Px, Vb) ou proche de l'émergence à Court (Co). Il est représenté à Reuchenette par un intervalle de sédimentation d'une barre maintenue dans l'intertidal avec la présence de keystone vugs et, dans l'intervalle entourant cette limite, de «spiny ooids» (Davaud et al. 1990). A Pertuis, cette limite est représentée par un changement de type de sédimentation (de lagon à débris récifaux à sandflat à péloïdes et bioclastes).

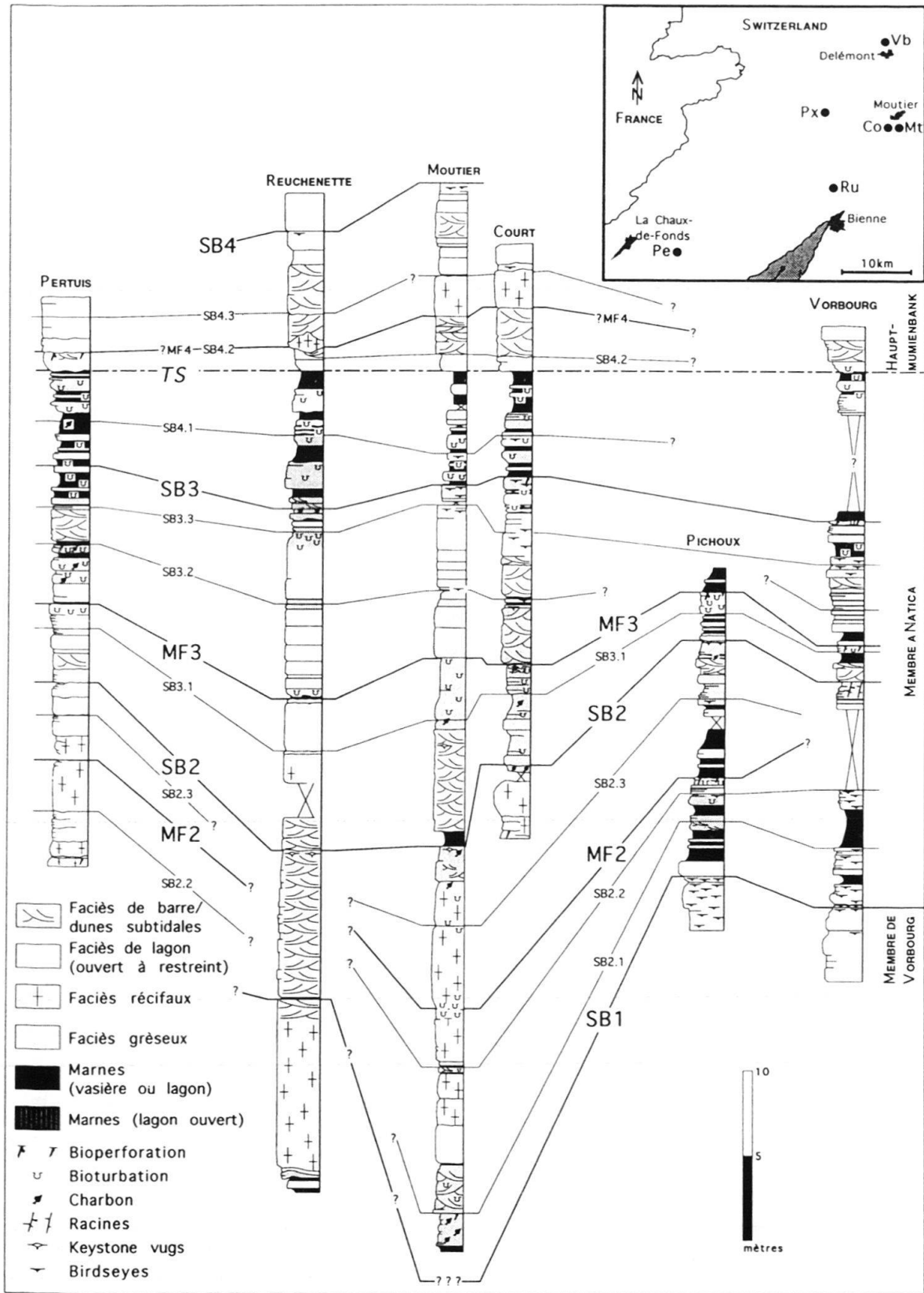
Sur l'ensemble des profils, se marquant par des intervalles intensément bioturbés, parfois surmontés par des hardgrounds (Co, Vb, Px), la sédimentation dans un grand lagon ouvert est fortement ralentie (MF3, fig. 2). La présence d'une ammonite (périsphinctid indéterminable; R. Gygi, comm. pers.) semble confirmer un approfondissement généralisé de la partie étudiée de la plate-forme.

La surface SB3 (fig. 2) marque le début de la généralisation d'une sédimentation de vasière principalement marno-argileuse, et de calcaires relativement argileux sur l'ensemble des profils. Cette surface est souvent émergifiée (Co, Mt, Vb), avec la présence de birdseyes, parfois de tapis microbiens. Elle est représentée par un niveau à charbon à Reuchenette dans un contexte de chenaux tidaux peu profonds (profondeur inférieure à 1 mètre). A Pertuis, cette surface est représentée par un faciès de lagon confiné proche de l'émergence (rares faunes, absence de bioturbation, conservation de petits niveaux de tempêtes avec matériel plus ouvert (échinodermes, foraminifères) interprétés comme tempestites de wash-over).

La surface TS (fig. 2) marque l'arrêt de la sédimentation siliciclastique et le début d'une sédimentation uniquement carbonatée. Elle représente une ouverture généralisée de la plate-forme. Cette surface sépare le membre à Natica et Hauptmumienbank (*sensu* Gygi & Persoz 1986).

La surface SB4 (fig. 2) est marquée par une émergence (Ru, Mt). A Moutier, elle précède l'apparition de gros bancs plurimétriques à grandes oncoïdes du Hauptmumienbank.

Les surfaces SB1, SB2, SB3 et SB4 (fig. 2) délimitent des intervalles dans lesquels il est le plus souvent aisé de mettre en évidence des séquences shallowing-upward, parfois avec une base deepening-upward, terminées souvent par des émergences (birdseyes,



keystone vugs, racines). Entre chacune de ses surfaces apparaissent systématiquement 4 séquences. Ces séquences corrélables de coupe à coupe sont appelées séquences élémentaires. On observe alors une hiérarchie de séquences où quatre séquences élémentaires se regroupent dans une séquence d'ordre supérieur. Un exemple est montré dans la figure 3.

Ce découpage d'un cycle d'ordre supérieur en 4 cycles correspondant à 4 séquences élémentaires semble correspondre aux deux cycles d'excentricité de l'orbite terrestre. Les séquences élémentaires pourraient ainsi représenter le premier cycle d'une durée d'environ 100 000 ans, qui groupés par quatre forment le deuxième cycle de l'excentricité de l'orbite terrestre d'une durée d'environ 400 000 ans (Milankovitch 1941, Berger 1978, 1990). Les corrélations de Gygi & Persoz (1986) placent l'intervalle étudié dans la deuxième moitié de la zone à *Bifurcatus* et la première moitié de la zone à *Bimammatum*; de ce fait, il n'est pas irréaliste d'estimer, pour cet intervalle, une durée de l'ordre du million d'années (0.5 à 2 millions). En prenant pour hypothèse la formation des séquences par les cycles d'excentricité de l'orbite terrestre, l'intervalle étudié, formé de 3 cycles de 400 000 ans, représenterait alors l'enregistrement sédimentaire durant une période d'environ 1.2 millions d'années. Ces différents cycles ont déjà été suggérés dans des travaux antérieurs (Strasser 1988, 1991, 1994, Fischer 1986, 1991, Goldhammer et al. 1993) comme responsables de la formation de séquences et de hiérarchies de séquences.

Les séquences élémentaires ne sont pas considérées comme paraséquences *sensu* Van Wagoner et al. (1990), car la reconnaissance, dans l'enregistrement sédimentaire, des surfaces de transgression et d'inondations maximales, mais aussi des limites de séquence, permet d'interpréter ces séquences sédimentaires en terme de stratigraphie séquentielle *sensu* Vail (1987). En effet, les nombreuses émerSIONS ou la présence d'environnements sédimentaires fortement restreints permettent la reconnaissance aisée des séquences du plus petit ordre et de leurs limites de séquence (SB).

b) Contrôle bathymétrique

Sur l'ensemble des profils, la majorité des limites des séquences élémentaires sont émerSives (> 50%) ou proches de l'émerSION (> 30%).

Les émerSIONS sont interprétées sur la base de différents phénomènes sédimentaires: les birdseyes où s'associent parfois stromatolites, tapis microbiens et des phénomènes de dessiccation (polygônes et/ou fissures), les keystone vugs, les «spiny ooids» (Davaud et al. 1990), les racines.

Les limites de séquence proches de l'émerSION sont représentées par des lagons confinés (absence de faune et de bioturbation, conservation des niveaux tempêtiques de wash-over) ou des chenaux tidaux très peu profonds, parfois avec des niveaux charbonneux.

Fig. 2. Positions géographiques et corrélations des profils synthétiques par stratigraphie séquentielle à haute résolution. En gras, les limites de séquences (SB) et les surfaces d'inondation maximale (MF) les plus importantes reconnues sur le terrain. Abréviations utilisées pour les profils et coordonnées: Pe: Pertuis (561 850/216 050); Ru: Reuchenette (585 500/226 000); Mt: Moutier (594 400/234 500); Co: Court (593 200/234 300); Px: Pichoux (583 800/237 500); Vb: Vorbourg (593 850/247 625). Les termes lithostratigraphiques ne sont appliqués qu'au seul profil Vorbourg. Les corrélations établies ici posent des problèmes pour le profil Pichoux sur la base des corrélations de Gygi & Persoz (1986) concernant la définition des membres de Vorbourg et Natica.

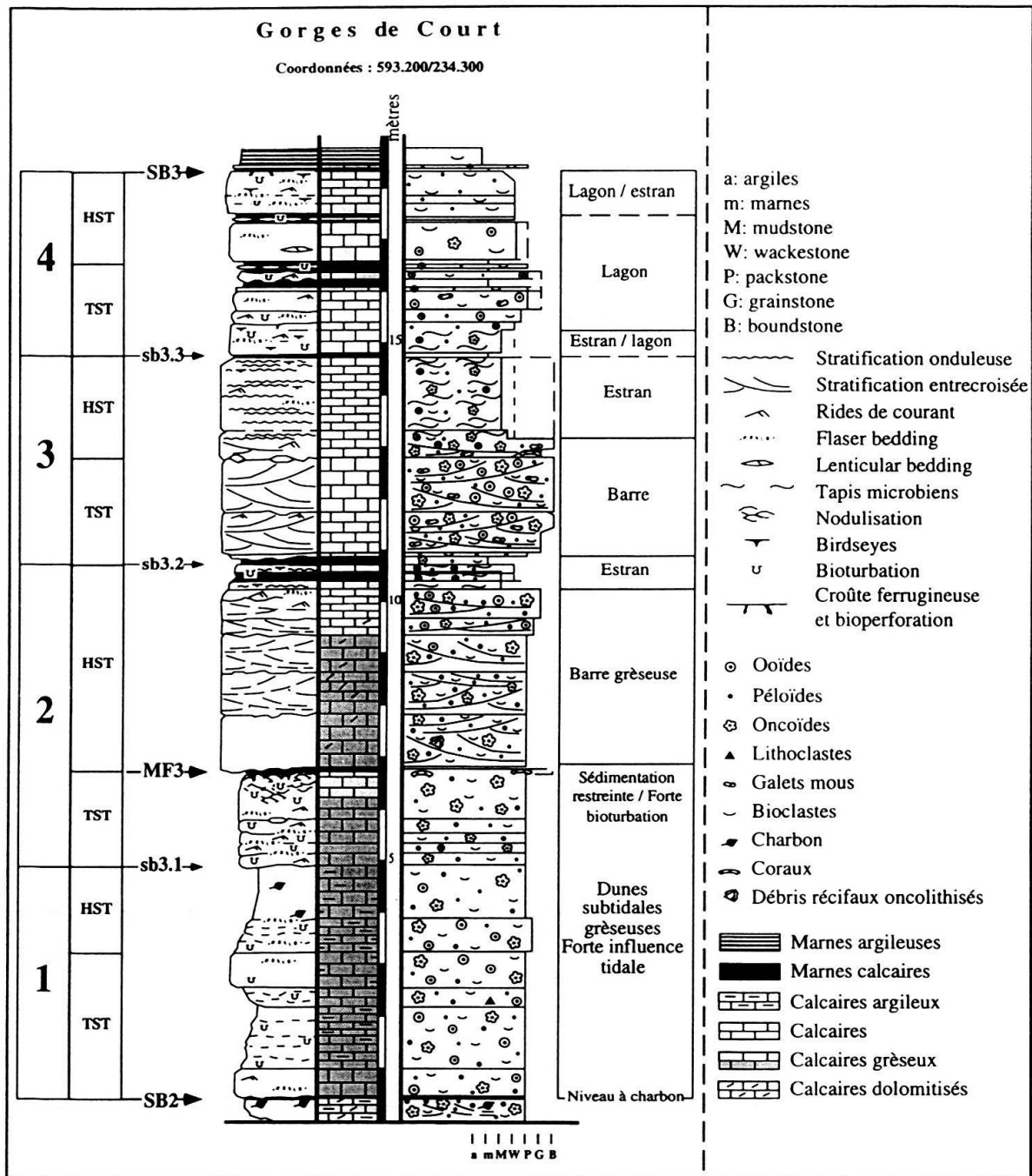


Fig. 3. Exemple de hiérarchie de séquences. Découpage en séquences élémentaires entre deux limites de séquences importantes de l'enregistrement sédimentaire. Profil Court.

c) *Erosions faibles, émerisions brèves*

Dans l'intervalle étudié, aucune lacune majeure, aucune surface d'érosion importante n'apparaissent dans l'enregistrement sédimentaire. Les cimentations vadoses sont très rares dans les faciès de haute énergie, et dans les faciès émerifs de basse énergie, les birdseyes de nombreuses micrites semblent montrer une phase précoce de cimentation

(J. Plunkett, comm. pers.). La conservation des niveaux émergifs, mais l'absence de calcrétisation ou de karstification pourraient laisser supposer des émergions de durée relativement courte. Malgré une bathymétrie toujours faible, malgré les nombreuses émergions, l'érosion est probablement faible.

d) Processus allocycliques de formation des séquences

Des processus autocycliques de formation de séquences régressives (Ginsburg 1971, Pratt & James 1986, Matti & McKee 1976) ne peuvent être négligés et surimposent les processus allocycliques que sont les cycles climatiques (Strasser 1991, Fischer 1986). Ils rendent complexe l'interprétation des séquences correspondant à des cycles à court terme (Goldhammer et al. 1993), mais cependant ne peuvent expliquer toujours la surimpression de faciès intertidaux à supratidaux sur des faciès subtidaux, qui indiquerait une chute du niveau marin (Grotzinger 1986b).

Dans le cas des séquences élémentaires étudiées de l'Oxfordien, les accumulations enregistrées seront considérées comme formées exclusivement par des processus allocycliques, même si les processus autocycliques interviennent dans l'agencement de ces séquences. Les séquences se terminent souvent par des émergions de courtes durées, ou proches de l'émergion; elles sont surmontées de nouvelles séquences subtidales qui impliquent une création d'espace relativement importante: il est alors difficile d'envisager des processus autocycliques de formation de ces séquences.

2. Hypothèses et cas considérés

Dans un cas général, l'accumulation pendant un cycle du plus petit ordre enregistré est fonction du taux d'accumulation, du taux d'érosion, de la subsidence et des variations du niveau marin (fig. 4a). Le taux d'accumulation est fréquemment plus élevé que la combinaison de la subsidence et la montée du niveau marin (Schlager 1981, Kendall & Schlager 1981). Sur une plate-forme carbonatée peu profonde, ce taux d'accumulation élevé permet au sédiment d'atteindre, le plus souvent, la surface de l'eau (Haas 1991). La compaction et la cimentation précoces définissent, dans les cas où il y a émergion, le niveau la surface du sédiment au moment où cette surface à nouveau sera ennoyée.

Cependant, dans l'intervalle étudié, les limites de séquences le plus souvent émergives ou proches de l'émergion, qui rendent possible l'estimation de la bathymétrie, et l'absence d'érosion importante permettent de postuler que la subsidence est le plus souvent suffisante pour maintenir la surface du sédiment proche de la surface de l'eau, i.e. la vitesse de subsidence est proche de la vitesse de chute du niveau marin (cf. fig. 4b).

La reconnaissance d'une hiérarchie de séquences et leur interprétation en cycles de type Milankovitch amènent à considérer un temps constant entre deux limites de chaque séquence élémentaire. Ainsi, chaque séquence élémentaire représente l'accumulation sédimentaire durant 100 000 ans. Dans le cas présenté dans la figure 4b, l'accumulation durant un cycle peut être reliée directement à la quantité de subsidence et à l'amplitude de l'oscillation du niveau marin durant ce cycle.

La relation entre accumulation, subsidence et amplitude de l'oscillation va permettre dans chaque séquence d'estimer l'importance de la subsidence et les valeurs de variations du niveau marin.

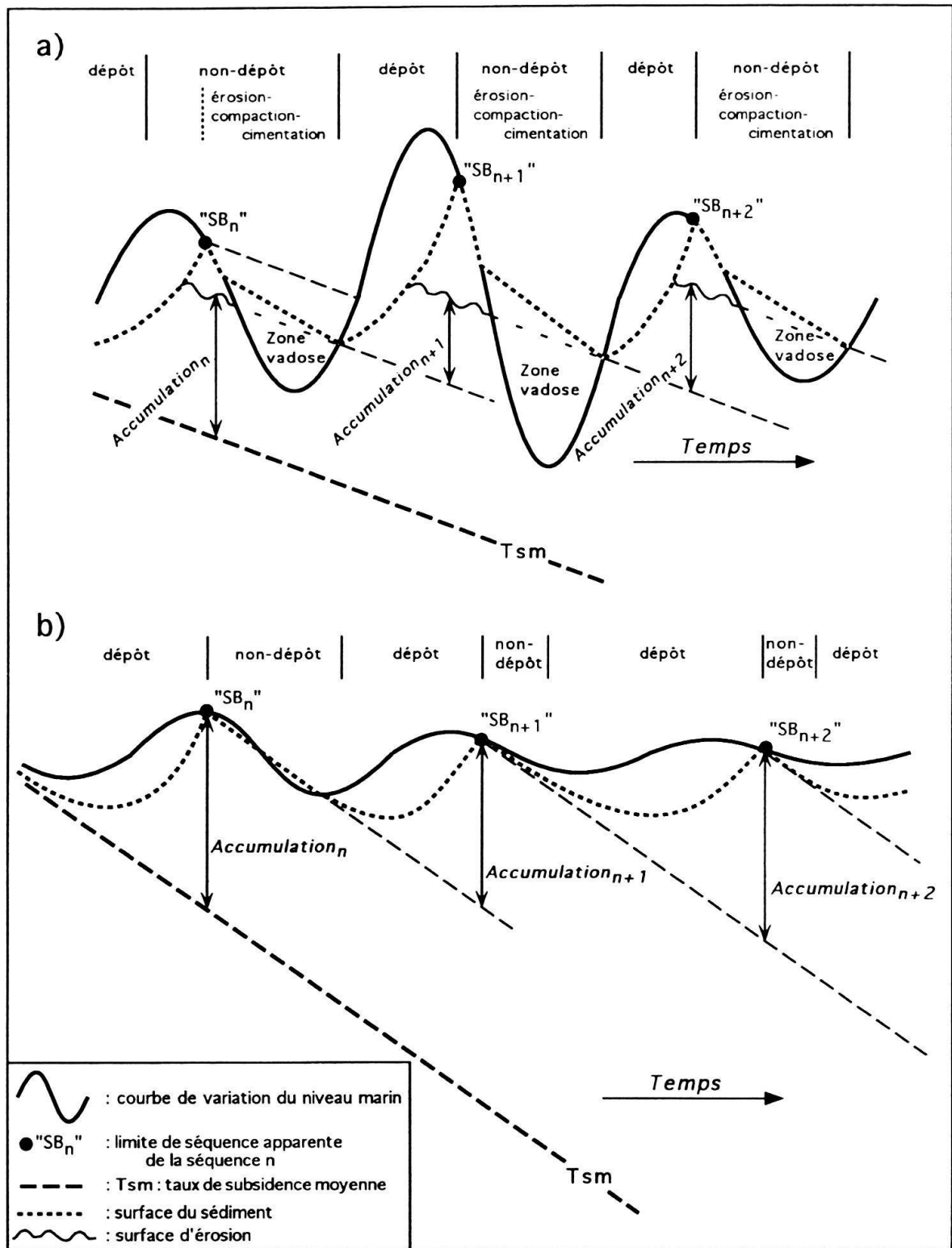


Fig. 4. Accumulation en fonction de la subsidence et des variations du niveau marin: a) cas général (d'après Strasser 1991, 1993), avec érosion, compaction, cimentation; b) cas particulier où la subsidence, lors d'un abaissement du niveau marin, est suffisante pour maintenir la surface du sédiment proche de celle de l'eau.

Deux cas vont être considérés dans ce travail:

- oscillations de type Milankovitch symétriques
- oscillations de type Milankovitch asymétriques: cas où la montée du niveau marin est deux fois plus élevée que la chute du niveau marin.

En l'absence probable de calottes polaires (Eyles 1993) au Jurassique supérieur, le niveau marin devrait réagir directement aux cycles d'insolation liés aux cycles orbitaux, ceux-ci étant décrits comme presque symétriques (Berger 1990). Toutefois, la présence de couvertures de glace intracontinentale n'est pas exclue; celles-ci pourraient se situer en Sibérie ou en Antarctique (Eyles 1993). C'est pourquoi une réponse eustatique aux cycles orbitaux pourrait être influencée par le cycle formation de glaces – fonte des glaces. Les cycles eustatiques montreraient alors une asymétrie semblable à celle reconnue dans le Pléistocène (Berger 1990). Cela signifie une montée du niveau marin liée à la fonte de glaces plus rapide que la chute du niveau marin liée à la formation de glaces. Un exemple d'oscillation asymétrique a alors été choisi: exemple où la montée du niveau marin est deux fois plus rapide que la chute du niveau marin.

Comme l'accumulation mesurée dans une séquence est nettement inférieure à la quantité de sédiments pouvant être déposés avec les taux de sédimentation connus de divers environnements actuels d'une plate-forme carbonatée (Schlager 1981, Kinsey 1985, Bosence et al. 1985, Harris 1979, Hardie & Ginsburg 1977, Neumann & Land 1975), on peut considérer que le temps de sédimentation est toujours suffisant pour remplir l'espace disponible. En d'autres termes, les variations des taux d'accumulation d'environnements différents deviennent négligeables.

Deux types de subsidence sont classiquement distingués (Loup 1992): la subsidence totale désigne l'enfouissement d'un intervalle sédimentaire, d'une séquence ou d'un groupe de séquences au cours du temps, corrigé de la compaction, de la profondeur d'eau et des variations du niveau marin. La subsidence tectonique est encore corrigée de la réponse isostasique de la lithosphère au poids des sédiments déposés; ainsi, la subsidence tectonique considère l'enfouissement d'un intervalle, séquence ou groupe de séquences comme si la dépression formée par elle n'avait été remplie que par de l'eau.

Dans le cas présent, seule la subsidence totale sera considérée; elle désignera l'enfouissement d'une séquence au cours du temps, corrigé de la compaction et des variations du niveau marin. La majeure partie des limites de séquence étant émergives ou très proches de l'émergence, la correction de la bathymétrie n'est pas nécessaire.

Les variations du niveau marin à long terme sont responsables des accumulations ou des déficits d'accumulation qui ne sont imputables ni à la subsidence, ni aux variations du niveau marin de type Milankovitch. Sur un intervalle de l'ordre du million d'années, les variations dues aux cycles tectoniques de 2^{ème} ordre (Vail et al. 1991) sont négligeables; seuls pourront être obtenus les cycles de 3^{ème} ordre. Cependant, une composante tectonique régionale qui engloberait toutes les localités étudiées ne pourra apparaître dans cette estimation. C'est pourquoi les variations du niveau marin à long terme seront appelées variations du niveau marin de 3^{ème} ordre à valeur régionale.

3. Démarche

Cette méthode ne s'applique qu'au seul cas où l'on peut vérifier les postulats suivants:

- les limites de séquences sont émerives ou très proches de l'émerision
- peu ou pas d'érosion
- le temps par séquence est constant

Les considérations géométriques et les équations utilisées sont développées dans l'annexe. Les tables de valeurs, obtenues pour la subsidence et les variations du niveau marin, y sont également présentées.

La démarche présentée ici est simplifiée; elle va suivre, point par point, le schéma explicatif de la figure 5.

- 1) La première étape consiste à calculer les accumulations pour chaque séquence de chaque profil, c'est-à-dire les épaisseurs décompactées des séquences.
- 2) La subsidence moyenne sur un profil est, dans une première approximation, considérée comme égale à l'accumulation moyenne. Cette valeur de subsidence moyenne par séquence est appelée quantité de subsidence moyenne (Q_{sm}). Cette valeur est soustraite à chacune des séquences d'un profil; on obtient ainsi la mesure de l'accumulation imputable aux variations du niveau marin (à court et long terme) et aux variations de la subsidence par rapport à la moyenne (subsidence à court terme).
- 3) La comparaison séquence par séquence des différents profils corrélés permet de supprimer en grande partie la composante à court terme de la subsidence par addition de termes soit positifs soit négatifs, et d'obtenir ainsi une valeur moyenne d'accumulation imputable aux variations du niveau marin (à court et long terme). Une succession idéale de ces valeurs est obtenue pour l'ensemble des séquences.
- 4) La comparaison de la valeur d'accumulation pour une séquence d'un profil obtenue en (2°) avec la valeur idéale préalablement obtenue pour la séquence correspondante (3°), c'est-à-dire la différence entre accumulation imputable aux variations du niveau marin et de la subsidence à court terme (2°) et accumulation imputable aux variations du niveau (3°) permet alors de mesurer durant cette séquence la quantité de subsidence à court terme (Q_{sct}).
- 5) Pour chaque séquence d'un profil, la somme de la subsidence moyenne (Q_{sm}) pour le profil considéré (2°) et de la subsidence à court terme (Q_{sct}) obtenue en (4°) donne la quantité totale de subsidence (Q_{TS}) pour cette séquence. Les quantités totales de subsidence obtenues pour chacune des séquences d'un profil et leur cumul permettent la construction d'une courbe de subsidence correspondant à ce profil.
- 6) La succession des accumulations imputables aux variations du niveau marin (3°) peut montrer des groupes de séquences ayant une évolution proche et/ou pouvant correspondre à une hiérarchie de cycles de type Milankovitch. En admettant une succession semblable des valeurs dans chacun de ces groupes, il est possible d'obtenir par comparaison entre ces groupes un groupe idéal de valeurs (valeurs moyennes) qui correspondront alors aux accumulations directement liées aux oscillations à court terme de type Milankovitch et à leurs amplitudes.

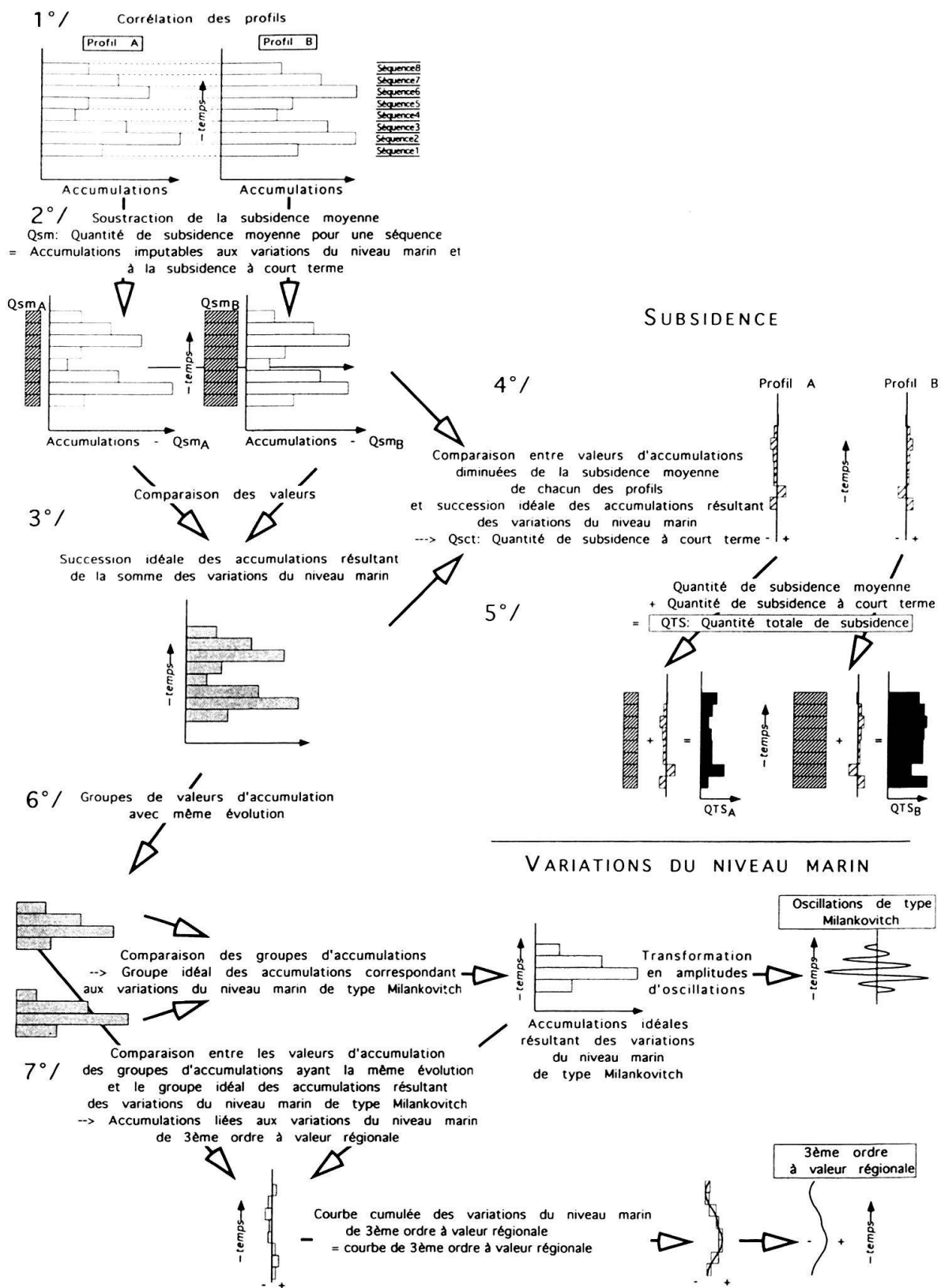


Fig. 5. Démarche théorique permettant, dans le cas particulier décrit dans la figure 4b, l'estimation de la subsidence et des variations du niveau marin, à court et long terme.

- 7) En comparant les valeurs pour les séquences des différents groupes préétablis et les valeurs idéales correspondantes du groupe idéal (6°), il est possible de mesurer une variation qui est reliée aux variations à long terme du niveau marin. La courbe cumulée de ces valeurs donnera la courbe des variations du niveau marin de 3ème ordre à valeur régionale.

Les buts de cette reconstruction sont l'évaluation des ordres de grandeur des différents phénomènes qui interagissent sur l'enregistrement sédimentaire, et la compréhension des rôles de la subsidence et des variations du niveau marin dans l'enregistrement sédimentaire.

4. Résultats

Le modèle est appliqué à l'exemple de l'Oxfordien sur les 6 profils décrits dans la figure 2, selon la démarche présentée ci-dessus. Le développement mathématique est décrit dans l'annexe. Les valeurs obtenues par ce modèle apparaissent dans les tables 3 et 4 de l'annexe.

Ce chapitre consiste à commenter les valeurs obtenues par le modèle dans le cas de l'Oxfordien.

a) Variations du niveau marin

La figure 6 décrit les courbes de variations du niveau marin de 3ème ordre à valeur régionale auxquelles se superposent les oscillations de type Milankovitch, pour les cas d'oscillations symétriques et asymétriques.

Si la limite de séquence SB3 est soulignée par une chute du niveau marin de 3ème ordre (à valeur régionale), les limites SB2 et SB4 ne sont que des limites de séquences d'ordre inférieur. La limite SB1, par manque de données (deux profils seulement), est difficilement interprétable; toutefois, cette limite semble marquer un changement radical de style de dépôt sédimentaire. En effet, cette limite sépare membre de Vorbourg et membre à Natica (fig. 2). Le membre de Vorbourg se caractérise par des calcaires massifs clairs, tandis que le début du membre à Natica marque l'apparition des marnes et le début d'une sédimentation fréquemment mixte carbonates-siliciclastiques.

Les surfaces maximales d'inondation enregistrées par la sédimentation sont dues à des oscillations du niveau marin d'amplitude la plus grande, en cumulant oscillations des cycles d'excentricité et 3ème ordre à valeur régionale. Si les surfaces MF2 et MF3 cumulent oscillation à court terme et variation à long terme, la surface MF2 exprime également une surface maximale d'inondation sur le long terme. Ce cumul s'exprime dans la sédimentation par l'installation fréquente de récifs. La surface TS (fig. 6), interprétée comme surface de transgression, est en fait une surface d'inondation maximale sur un cycle élémentaire de Milankovitch (100 000 ans de l'excentricité de l'orbite terrestre) d'amplitude maximale, qui est soulignée par une montée du niveau marin sur le cycle de 3ème ordre à valeur régionale, par une légère transgression sur ce cycle.

Du point de vue de leurs ordres de grandeur, les valeurs obtenues pour les différents cycles de variations du niveau marin semblent réalistes. Les oscillations eustatiques dues aux cycles d'excentricité de l'orbite terrestre, provoquant des variations du niveau marin

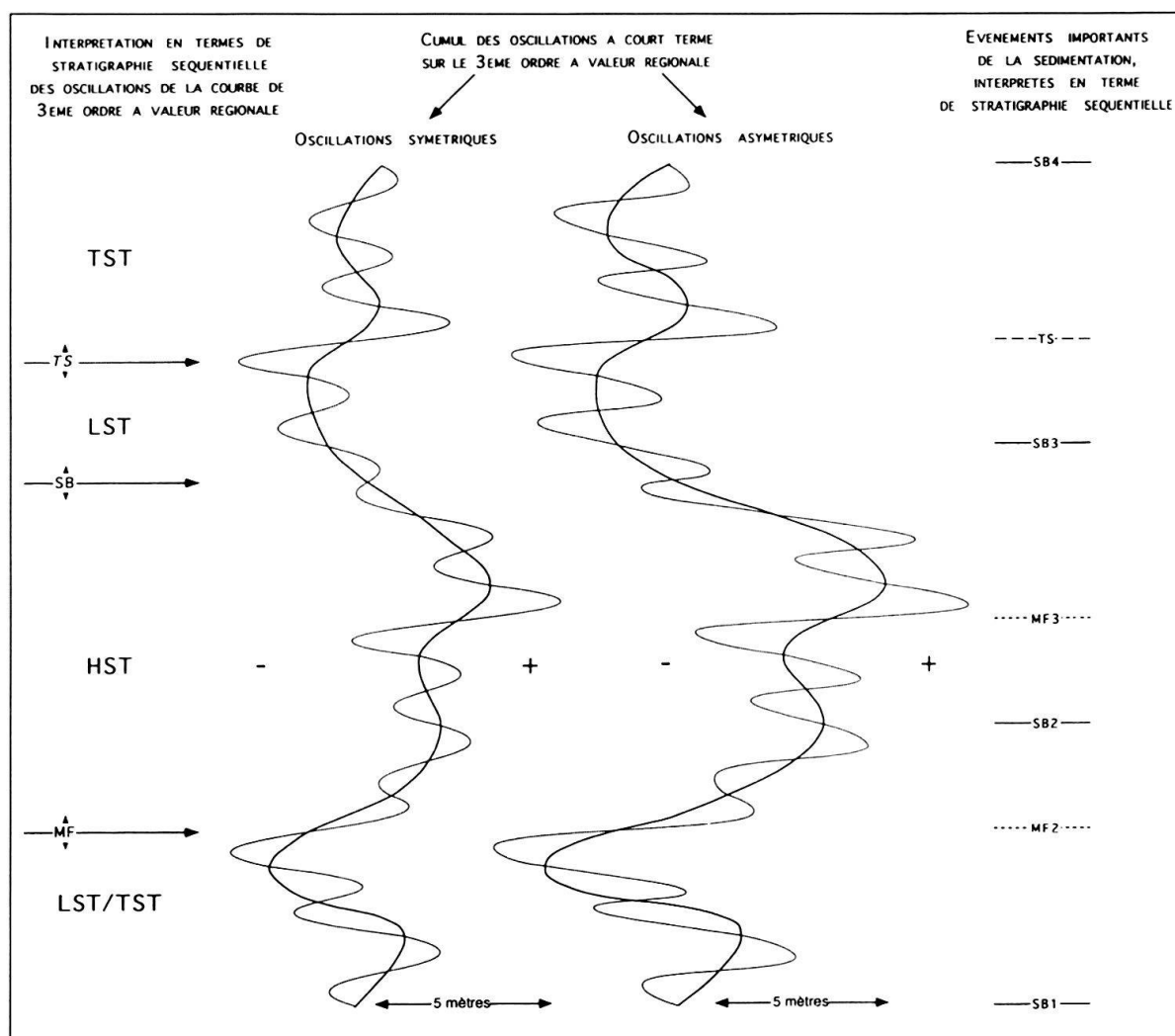


Fig. 6. Superpositions des oscillations des cycles de 100 000 ans symétriques et asymétriques de l'excentricité de l'orbite terrestre sur les variations du niveau marin de 3^{ème} ordre à valeur régionale; les amplitudes des cycles de 100 000 ans se basent sur les valeurs calculées pour les six coupes étudiées. A droite, événements importants de l'enregistrement sédimentaire, en termes de stratigraphie séquentielle (comparer avec fig. 2). A gauche, interprétation de la courbe de 3^{ème} ordre à valeur régionale.

de quelques mètres (2 à 6 mètres), semblent vraisemblables (Grotzinger 1986 a et b: les cycles orbitaux dans des périodes non-glaciaires provoquent des variations du niveau marin de 1 à 10 mètres) et pourraient résulter de cycles d'expansion thermique de la surface des océans (Gornitz et al. 1982) et/ou la rétention d'eau dans les lacs et les aquifères (Jacobs & Sahagian 1993). Les valeurs faibles de variations de 3^{ème} ordre à valeur régionale, de l'ordre du mètre (1 à 5 mètres) semblent réalistes dans le contexte étudié. En effet, la sédimentation ne montre jamais d'approfondissement très rapide et très important, ni de baisses brutales du niveau marin.

Les valeurs d'amplitudes obtenues pour les oscillations asymétriques de type Milankovitch sont plus importantes que celles du cas d'oscillations symétriques. De même les variations de 3^{ème} ordre à valeur régionale sont augmentées, positivement ou négativement, dans le cas asymétrique. Si la valeur moyenne d'amplitude dans le cas symétrique

est de l'ordre de 1.5 m, celle-ci est proche de 2.5 m dans le cas asymétrique. Cependant, l'évolution de la courbe de 3^{ème} ordre est tout-à-fait semblable; de même l'évolution des amplitudes des cycles de 100 000 ans dans un cycle de 400 000 ans est semblable dans les deux cas. Si les variations du niveau marin à long terme n'atteignent pas 4 mètres par 100 000 ans dans le cas d'oscillation symétrique, celles-ci atteignent au maximum 5 mètres dans le cas d'oscillations symétriques.

b) Subsidence totale

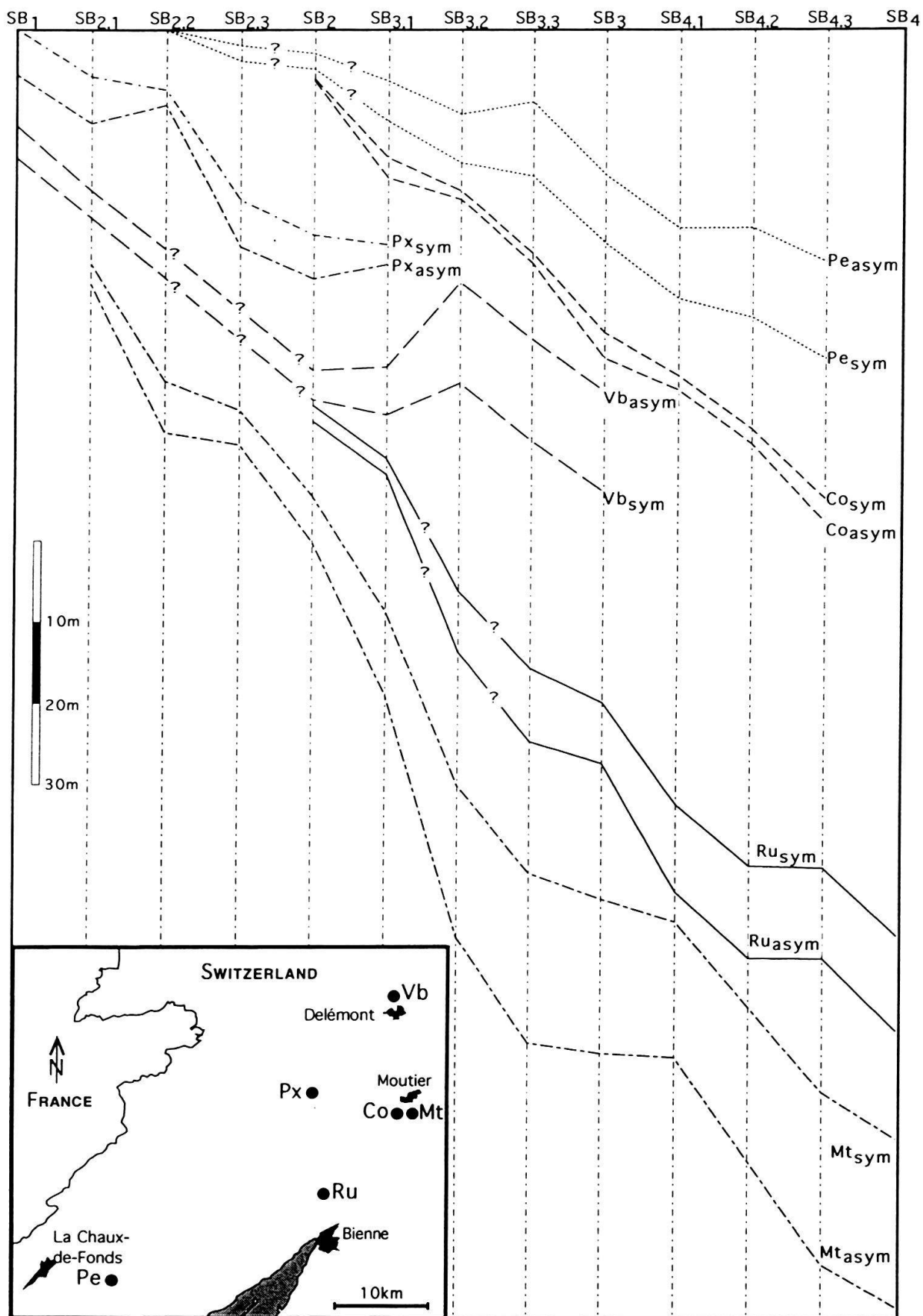
La morphologie des courbes de subsidence totale, reconstituées d'après le modèle, est très variable pour les différents profils (fig. 7). Si la courbe de subsidence totale de la coupe de Court et, dans une moindre mesure de Pertuis, sont régulières, les courbes des autres profils alternent périodes de forte subsidence et périodes de subsidence ralentie, particulièrement évident pour les profils Reuchenette et Moutier. Ceci implique une possible structuration en blocs de la plate-forme. Ces blocs peuvent avoir des comportements analogues durant certaines périodes, différents à d'autres moments. On peut observer des analogies de comportements entre divers profils (exemple: Reuchenette et Moutier de SB2 à SB3) ou des comportements inverses entre localités différentes (exemples: augmentation de la subsidence entre SB2.1 et SB2.2, ralentissement entre SB2.2 et SB2.3 à Moutier, comportement inverse à Pichoux). Cela implique des blocs structuraux qui peuvent basculer à certains moments jusqu'à des soulèvements locaux dans une partie d'un bloc (exemple: Vorbourg de SB3.1 à SB3.2) liés à une forte subsidence dans la partie opposée du même bloc.

La comparaison des valeurs de subsidence entre Court et Moutier laisse envisager une faille passant entre les deux localités. Situés de part et d'autre de l'actuelle gorge de Court, à une distance de 600 mètres l'un de l'autre, ces deux profils ont des comportements de la subsidence totale très différents. De plus, d'une séquence à l'autre, les comportements peuvent s'inverser. Une fois la subsidence est plus forte à Moutier qu'à Court, la séquence suivante, c'est l'inverse (ex: SB3.2–SB3.3; SB3.3–SB3).

Les moyennes de subsidence totale peuvent varier de manière importante: de 45 à 100 mètres par million d'années dans le cas d'oscillations symétriques, de 25 à 115 mètres par million d'années dans le cas d'oscillations asymétriques. Cette variabilité importante souligne des comportements tectoniques différents de blocs structuraux différents. En effet, si le profil de Reuchenette représente la position la plus distale sur la plate-forme, et si les profils Vorbourg, Pichoux et Pertuis les positions les plus proximales, le profil de Moutier, et dans une moindre mesure le profil de Court, présentent, en position intermédiaire, une subsidence totale importante.

Sur la partie de la plate-forme étudiée, la moyenne de la subsidence totale avoisine les 65 mètres/Ma qui paraît une subsidence totale relativement forte par rapport aux

Fig. 7. Courbes de subsidence totale pour les divers profils, avec les valeurs obtenues avec les oscillations symétriques et asymétriques de type Milankovitch. Abréviations: voir fig. 2. Les points d'interrogation sur les profils Ru et Pe se réfèrent à des valeurs approximatives obtenues pour des séquences dont la base et/ou le sommet ne sont pas émergifs ou proches de l'émergence. A Vorbourg, ils correspondent à des lacunes d'affleurement, donc de données.



valeurs de 16 à 25 mètres/Ma obtenues par Wildi et al. (1989) et Loup (1992) pour la subsidence totale durant le Jurassique supérieur ou pour les valeurs de l'ordre de 20 à 25 mètres par million d'années de quelques profils du Jura central (B. Loup, comm. pers.). Cependant, ces auteurs ont utilisés des intervalles de temps rarement inférieurs à l'étage pour la construction de leurs courbes, ce qui n'exclut pas des augmentations importantes de la subsidence totale sur un intervalle d'environ un million d'années, l'ordre de grandeur de la subsidence totale restant le même.

Le modèle avec des oscillations asymétriques entraîne des variations de subsidence importante par rapport à la moyenne sur un profil (jusqu'à des soulèvements locaux fréquents: Pertuis, Vorbourg) et des taux de subsidence très variables entre les profils. Le modèle avec oscillations symétriques n'entraînent pas de variations aussi importantes. Cependant, la morphologie des courbes reste inchangée dans les deux modèles.

c) Tendances transgressive

Pour maintenir la surface du sédiment proche de la surface de l'eau, même au moment d'émersions, il serait également possible de préconiser non seulement une forte subsidence (hypothèse de départ), mais une subsidence plus modérée associée à une tendance générale transgressive. Le modèle présenté ci-dessus préconise une subsidence totale moyenne de 65 mètres/Ma sans tendance transgressive. Une subsidence totale moyenne de 40 mètres/Ma, respectivement 50 mètres/Ma signifierait un trend transgressif de 25 mètres/Ma, respectivement 15 mètres/Ma. Cependant, il semble que les résultats obtenus (fig. 8) avec des valeurs de subsidence totale moyenne de 40 mètres/Ma ne permettent déjà plus d'expliquer les événements les plus importants de la sédimentation, ni la hiérarchie des séquences. Toutefois, on ne peut exclure une légère tendance transgressive (au maximum une quinzaine de mètres par million d'années).

d) Conséquences du modèle

Les variations du niveau marin et la subsidence ont une signature différente dans l'enregistrement sédimentaire. Si les variations du niveau marin génèrent les séquences, la subsidence crée l'espace disponible au dépôt de sédiments. En effet, malgré des variations de subsidence importante d'un profil à l'autre, l'agencement des bancs, indépendamment du faciès, est conservé (fig. 9). Ainsi, comme le montre très bien la séquence SB2 à SB3.1 entre Pichoux et Court, pour des valeurs respectives de 1.15 et 10 mètres de subsidence totale, l'agencement des bancs est presque identique, ce qui implique que la subsidence ne génère pas de séquences (Vail et al. 1991).

Les événements importants (limites de séquences, surfaces de transgression et surfaces maximales d'inondation) des variations du niveau marin à long terme (3ème ordre à valeur régionale) ne se marquent dans la sédimentation que si une oscillation d'un ordre inférieur vient s'y cumuler (fig. 6). Ces oscillations à court terme peuvent également masquer un de ces événements. Les limites importantes de 3ème ordre à valeur régionale sont une surface maximale d'inondation confondue avec la surface MF2 et une limite de séquence proche de la limite SB3. La surface TS est une surface de transgression qui se marque fortement dans la sédimentation. Le modèle présenté ici indique une légère transgression sur le 3ème ordre à valeur régionale qui, dans la réalité, est probablement

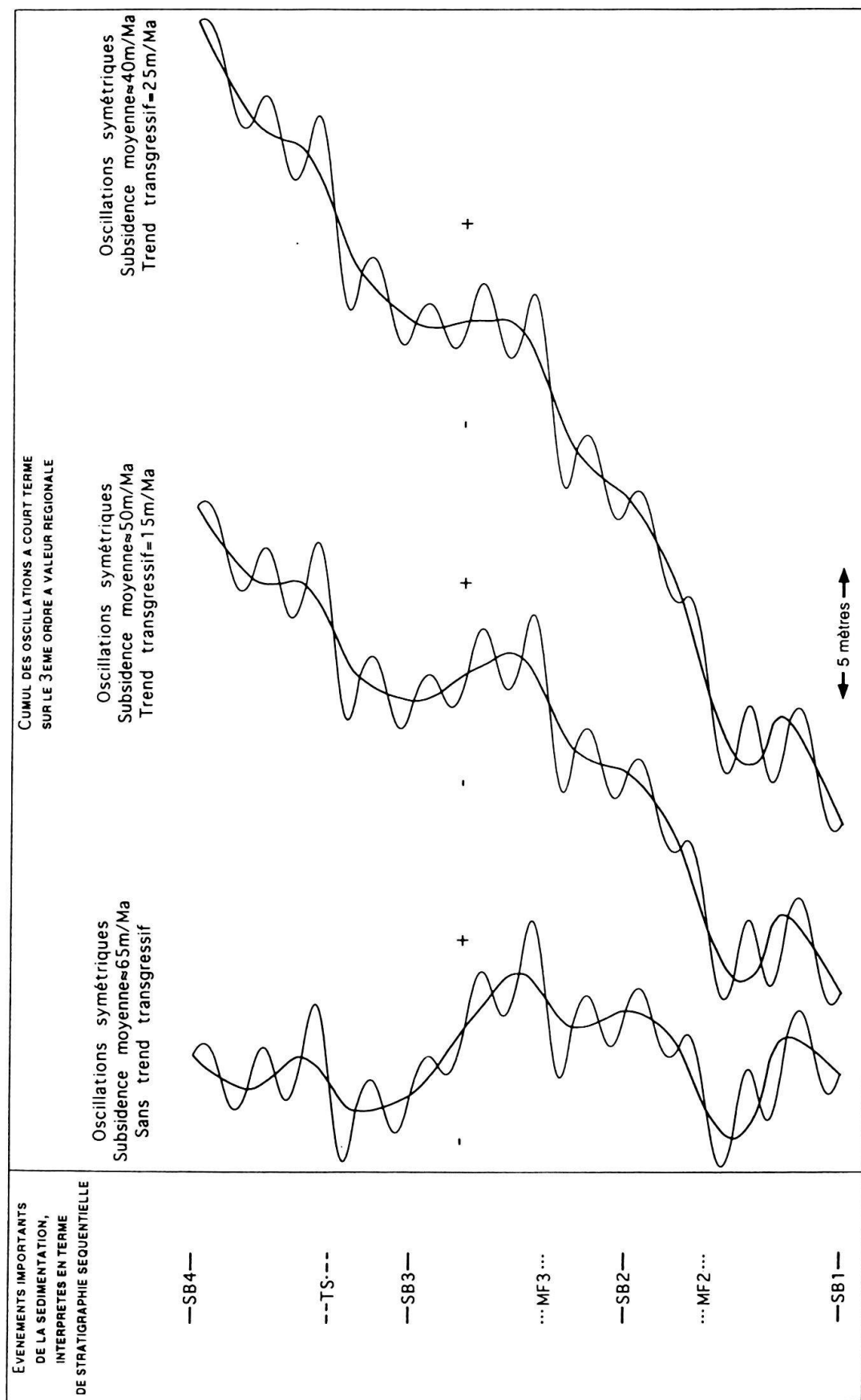


Fig. 8. Cumuls des oscillations symétriques dues aux variations de l'excentricité de l'orbite terrestre sur des courbes de 3ème ordre à valeur régionale. Première courbe, sans trend transgressif. 2ème et 3ème courbe avec trend transgressif linéaire de 15, resp. 25 mètres par million d'années, pour des valeurs de subsidence moyenne de 50, resp. 40 mètres par million d'années.

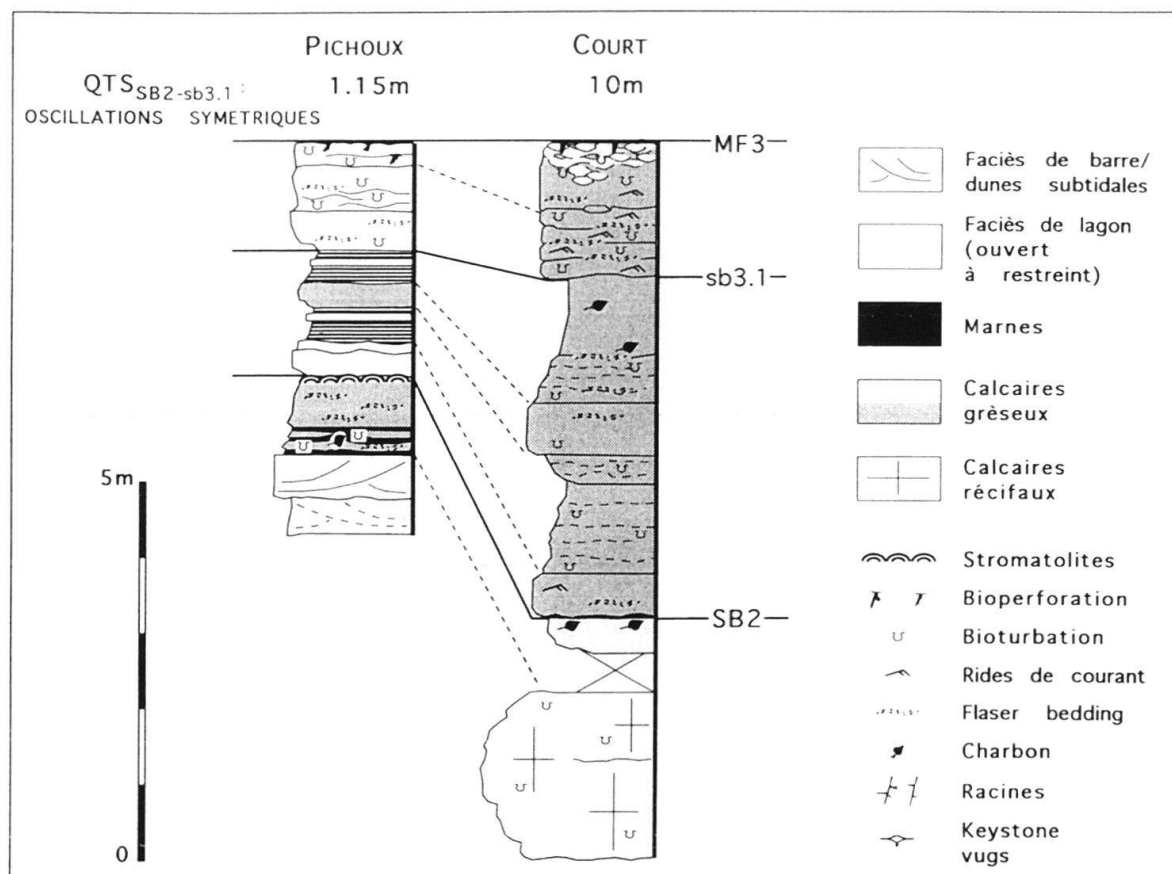


Fig. 9. Exemple de conservation de l'agencement des bancs. Légende également valable pour la figure 10a.

plus forte. Un léger trend transgressif de 5 à 10 mètres par million d'années ne transformerait pas les autres résultats, mais permettrait de mieux expliquer le passage drastique d'une sédimentation mixte siliciclastiques-carbonates à une sédimentation franchement carbonatée. Malgré des variations très faibles du niveau marin sur le long terme, le style général de la sédimentation semble être dirigé par les oscillations de 3^{ème} ordre à valeur régionale (Vail et al. 1991). En effet, les intervalles de bas niveau marin ou faiblement transgressifs (SB1 à SB2.2; SB3 à SB4.1) présentent les faciès les plus riches en marnes de milieux restreints (vasières), tandis que les intervalles de haut niveau marin et de transgression plus forte (MF2 à SB3.3; TS à SB4) présentent des faciès le plus souvent calcaires de milieux plus ouverts avec la présence fréquente de barres et de récifs (fig. 2).

Par manque d'informations, le début et la fin de la courbe (autour de SB1 et SB4) sont difficilement interprétables: la première séquence (SB1–SB2.1) et la dernière (SB4.3–SB4) ne sont basées chacune que sur deux profils. Les valeurs obtenues sont à prendre avec précaution.

Ce modèle permet également d'expliquer le dédoublement de certaines surfaces: la limite de séquence SB2 se dédouble le plus souvent en 2 surfaces (fig. 10a). En effet, la séquence de 100 000 ans sous-jacente est une séquence d'amplitude minimale sur les cycles de 400 000 ans (environ 1 mètre pour oscillations symétriques, 1.6 mètre pour oscillations

asymétrique); à ce moment-là, des cycles de plus courte durée de type Milankovitch (précession des équinoxes ou obliquité de l'axe de rotation de la Terre; Berger 1978) pourraient avoir des amplitudes proches de celle de l'excentricité de l'orbite terrestre qui vont se superposer à ce cycle et dédoubler la limite de séquence qui y est associée (figure 10b).

Ce modèle montre également l'existence de cortèges de bas niveau marin (LST) de 3ème ordre (à valeur régionale) sur une plate-forme carbonatée peu profonde (fig. 6). Cela est explicable par une subsidence relativement importante qui maintient cette plate-forme la plupart du temps ennoyée. Ces cortèges de bas niveau marin de 3ème ordre sont composés de cortèges transgressifs et de haut niveau marin des cycles de type Milankovitch.

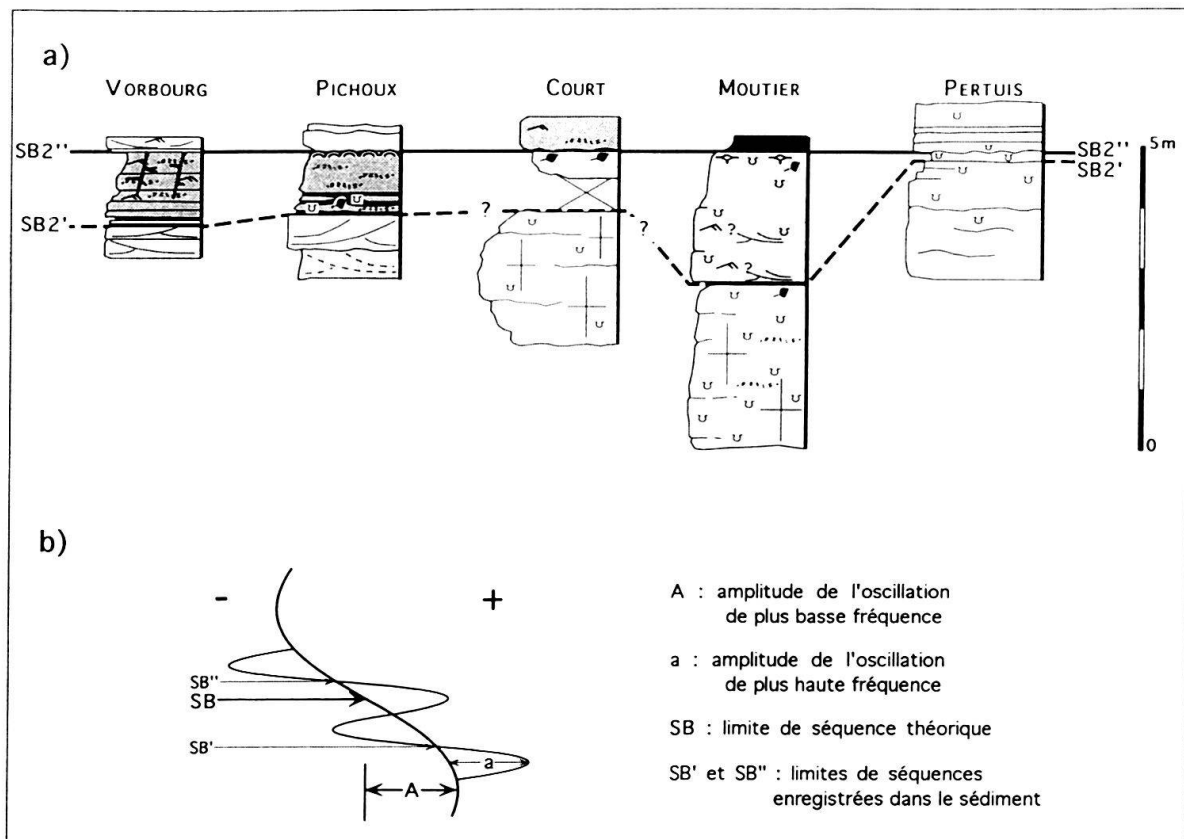


Fig. 10. a) Exemple de dédoublement d'une limite de séquence. Même légende que figure 9. b) Explication théorique du dédoublement d'une limite de séquence.

5. Discussion

Si les simplifications et les approximations utilisées dans ce modèle affectent certainement les valeurs réelles de la subsidence totale et des variations du niveau marin, si une composante tectonique régionale, liée à la plate-forme considérée, ou une tendance générale transgressive ne peuvent aisément être mises en évidence par ce modèle, les ordres de grandeur des phénomènes de la subsidence et de variations du niveau marin sont probablement conservés.

Le modèle repose sur deux hypothèses: une subsidence suffisamment importante pour que la surface du sédiment ne soit jamais exposée à des érosions importantes, et la

présence de cycles eustatiques liés à l'excentricité de l'orbite terrestre. Ces deux hypothèses semblent se confirmer. Les valeurs obtenues pour la subsidence totale moyenne sont relativement importantes par rapport à la subsidence totale moyenne durant le Jurassique supérieur dans le Jura central (Wildi et al. 1989; Loup 1992), mais sont compatibles avec les taux de subsidence d'une marge passive (Grotzinger 1986b). La succession des séquences où 3 groupes de 4 séquences se superposent, montre une hiérarchie qui pourrait être assimilée à des cycles d'excentricité de l'orbite terrestre, chacun de ces groupes étant formés de 4 oscillations du niveau marin d'amplitude croissante puis décroissante. Ce type de variations a été mis en évidence pour l'insolation dans les derniers millions d'années (Berger 1990) qui devrait alors se répercuter sur le niveau de la mer.

Comme l'ont montré Drummond & Wilkinson (1993), malgré une bathymétrie toujours faible, la majorité voire la totalité des séquences sédimentaires peut être conservée à la condition que les amplitudes des variations du 4^{ème} ordre (100 000 ans) soient relativement faibles (dans notre cas: de l'ordre de 2 mètres) et une subsidence relativement forte (de l'ordre de 45 m à 100 m/Ma avec des oscillations symétriques).

Les valeurs obtenues et les données de terrain, autant pour la subsidence que pour les variations du niveau marin de 3^{ème} ordre à valeur régionale, semblent plutôt appuyer le modèle d'oscillations symétriques du niveau marin de type Milankovitch. Les variations de subsidence sont plus faibles d'une séquence à l'autre dans un même profil, n'impliquant qu'un unique soulèvement local (Vorbourg, SB3.1–SB3.2). Les taux de subsidence sont plus constants d'une localité à l'autre, ce qui semble plus conforme avec une marge passive. De plus, les taux de variation du niveau marin à long terme présentent des valeurs d'environ 15 mètres par million d'années, compatibles avec les valeurs d'environ 10 mètres par million d'années soutenues par Schlager (1981). Les valeurs obtenues avec le modèle des oscillations asymétriques semblent montrer une variabilité trop importante, de trop fréquentes périodes de soulèvement locaux et des taux de variations du niveau marin à long terme trop importants (25 m/Ma). Des oscillations asymétriques signifieraient des taux de montée du niveau marin très importants. Or, l'enregistrement sédimentaire ne montre que rarement des surfaces d'inondation maximale bien développées qui seraient associées à ces montées très rapides du niveau marin.

Les ordres de grandeur des variations du niveau marin apparaissent réalistes. Les variations du niveau marin dans les cycles de 100 000 ans faisant augmenter ou diminuer celui-ci de 2 à 6 mètres semblent compatibles avec l'expansion thermique de la surface des océans (Gornitz et al. 1982) et/ou la rétention d'eau dans des lacs et des nappes phréatiques (Jacobs & Sahagian 1993).

Les explications plausibles des divers événements qui marquent la sédimentation tendent à montrer une certaine validité des résultats obtenus. Le modèle met en évidence un jeu tectonique entre Court et Moutier, probablement lié à une faille. Cette faille, déjà envisagée par simple comparaison entre les 2 profils, apporte un nouvel argument favorable à ce modèle.

Ainsi, ce modèle de reconstitution de la subsidence totale et des variations du niveau marin à court et long terme semble être valable pour l'estimation des ordres de grandeur des phénomènes permettant la création de l'espace disponible pour le dépôt de sédiments.

Ce modèle pourrait être affiné en éliminant les approximations suivantes: bathymétrie toujours nulle au moment des limites de séquence, équivalence de comportement si la subsidence est forte ou faible, érosion négligeable.

D'autre part, afin de préciser les valeurs obtenues, ce modèle pourrait être testé sur d'autres profils. Il pourrait être également testé dans d'autres contextes comparables, pour autant que l'on puisse démontrer une érosion faible ou nulle; cela permettrait éventuellement de confirmer l'existence, à d'autres époques, d'un enregistrement sédimentaire contrôlé par des cycles de Milankovitch, soit pour des cycles de précession des équinoxes ou de l'obliquité de l'axe terrestre, et de comparer les amplitudes obtenues.

6. Conclusions

Dans le contexte particulier de l'Oxfordien moyen à supérieur du Jura central où la subsidence semble le plus souvent suffisante pour que la surface du sédiment ne soit jamais exposée à une érosion intense ou prolongée, et où les fréquentes émergences permettent un contrôle de la bathymétrie, l'accumulation sédimentaire est directement liée à la place créée par la subsidence et par les variations du niveau marin. Le modèle développé dans ce travail permet une estimation de l'ordre de grandeur de la subsidence totale et des variations du niveau marin, à court et long terme. Les résultats obtenus par cette reconstitution permettent d'expliquer les événements majeurs qui marquent l'histoire sédimentaire du membre à Natica et de la base du Hauptmumienbank (formation de Vellerat).

La reconstitution des variations du niveau marin confirme l'hypothèse que les cycles de l'excentricité de l'orbite terrestre, provoquant des variations du niveau marin de l'ordre de 2 à 6 mètres, sont responsables de la formation des séquences élémentaires corrélables entre les divers profils. Ces cycles se superposent à une courbe eustatique de 3ème ordre à valeur régionale. La reconnaissance des différentes cyclicités permet une estimation du temps. Ainsi, le membre à Natica aurait une durée d'environ 1 million d'année, qui se terminerait par une surface de transgression d'un cycle de 3ème ordre (à valeur régionale) renforcée par une variation du niveau marin à court terme d'amplitude importante.

Les valeurs obtenues et les observations de terrain semblent appuyer l'existence d'oscillations symétriques plutôt qu'asymétriques. Dans ce modèle, un cycle de 3ème ordre à valeur régionale montre des variations du niveau marin à long terme de 15 mètres par million d'années.

Une subsidence totale relativement forte (environ 65 mètres/Ma) semble être confirmée par cette reconstitution. L'étude des variations de la subsidence totale d'un profil à l'autre permet d'envisager des paléostrutures: blocs séparés par des failles, notamment une paléofaille située dans les actuelles gorges de Court.

Le modèle proposé permet de mieux comprendre les rôles de la subsidence et des variations du niveau marin: si la création de l'espace disponible au dépôt de sédiments est en grande partie imputable à la subsidence, celle-ci ne génère pas de séquences (Vail et al. 1991). Ce sont les variations du niveau marin à court terme (contrôlées par des cycles climatiques de type Milankovitch) qui génèrent ces séquences, les variations du niveau marin à plus long terme définissant principalement le style sédimentaire de ces séquences (Vail et al. 1991). En effet, les limites de séquence et les surfaces maximales d'inondation liées aux variations du niveau marin à long terme ne se marquent dans la sédimentation que si celles-ci sont soulignées par des variations du niveau marin à court terme.

Remerciements

Je voudrais remercier tout spécialement André Strasser pour ses critiques, ses suggestions, ses lectures et relectures du manuscrit. Je remercie également Eric Davaud pour sa lecture du manuscrit et ses remarques averties. Bernard Loup, pour ses conseils et ses lumières sur les secrets de la subsidence, et Joe Plunkett, pour les discussions concernant la diagenèse, méritent tous mes remerciements. Ce travail n'aurait pas été possible sans le soutien financier du Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique (Projet 21-32185.92).

BIBLIOGRAPHIE

- BERGER, A. L. 1978: Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research* 9, 139–167.
- 1990: Paleo-insolation at the Plio-Pleistocene boundary. In: *Paléobiologie continentale*. Montpellier, XVII, 1–24.
- BOLLIGER, W. & BURRI, P. 1970: Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. *Matér. Géol. Suisse* 140.
- BOSENCE, D. W. J., ROWLANDS, R. J. & QUINE, M. L. 1985: Sedimentology and budget of a recent carbonate mound, Florida Keys. *Sedimentology* 32, 317–343.
- DAVAUD, E., STRASSER, A. & JEDOUI, Y. 1990: Spiny ooids: early subaerial deformation as opposed to late burial compaction. *Geology* 18, 816–819.
- DRUMMOND, C. N. & WILKINSON, B. H. 1993: Carbonate cycle stacking patterns and hierarchies of orbitally forced eustatic sealevel change. *J. sediment. Petrol.* 63, 369–377.
- EYLES, N. 1993: Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth-Science Reviews* 35, 1–248.
- FISCHER, A. G. 1986: Climatic rhythms recorded in strata. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 14, 351–376.
- 1991: Orbital cyclicity in Mesozoic strata. In: *Cycles and events in stratigraphy* (Ed. by EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A.). Springer-Verlag Berlin–Heidelberg, 48–62.
- GINSBURG, R. N. 1971: Landward movement of carbonate mud: a new model for regressive cycles in carbonates. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 55, 340.
- GOLDHAMMER, R. K., LEHMANN, P. J. & DUNN, P. A. 1993: The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso GP, West Texas): constraints from outcrop data and stratigraphic modeling. *J. sediment. Petrol.* 63, 318–359.
- GORNITZ, V., LEBEDEFF, S. & HANSEN, J. 1982: Global sea level trend in the past century. *Science* 215, 1611–1614.
- GROTZINGER, J. P. 1986a: Cyclicity and paleoenvironmental dynamics, Rocknest Platform, northwest Canada. *Bull. geol. Soc. Amer.* 97, 1208–1231.
- 1986b: Upward shallowing platform cycles; a response to 2.2 billions years of low-amplitude, high-frequency (Milankovitch band) sea level oscillations. *Paleoceanography* 1, 403–416.
- GYGI, R. A. 1969: Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe (oberes Jura-System) der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes. *Matér. Géol. Suisse* 136.
- GYGI, R. A. & PERSOZ, F. 1986: Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. *Eclogae geol. Helv.* 79, 385–454.
- HAAS, J. 1991: A basic model for Lofer cycles. In: *Cycles and events in stratigraphy* (Ed. by EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A.). Springer-Verlag Berlin–Heidelberg, 722–732.
- HARDIE, L. A. & GINSBURG, R. N. 1977: Layering: the origin and environmental significance of lamination and thin bedding. In: *Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas*. (Ed. by HARDIE, L. A.) John Hopkins University Press, Baltimore, 50–123.
- HARRIS, P. M. 1979: Facies anatomy and diagenesis of a Bahamian ooid shoal. *Sedimenta* 7.
- JACOBS, D. K. & SAHAGIAN, D. L. 1993: Climate-induced fluctuations in sea level during nonglacial times. *Nature* 361, 710–712.
- KENDALL, C. G. ST. C. & SCHLAGER, W. 1981: Carbonates and relative changes in sea level. *Marine Geol.* 44, 181–212.
- KINSEY, D. W. 1985: Metabolism, calcification and carbon production. I. System level studies, Proc. 5th Int. Coral Reef Congr. Tahiti 4, 505–526.
- LOUP, B. 1992: Mesozoic subsidence and stretching models of the lithosphere in Switzerland (Jura, Swiss Plateau and Helvetic realm). *Eclogae geol. Helv.* 85, 541–572.

- MILANKOVITCH, M. 1941: Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Akad. R. Serbe 133.
- MATTI, J. C. & MCKEE, E. H. 1979: Stable eustasy, regional subsidence, and a carbonate factory: a self-generating model for onlap-offlap cycles in shallow-water carbonate sequences. *Geol. Soc. Am. Abstr.* 8, 1000–1001.
- MOORE, C. H. 1989: Carbonate diagenesis and porosity. *Dev. Sedimentol.* 46, Elsevier, Amsterdam.
- NEUMANN, A. C. & LAND, L. S. 1975: Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Abaco, Bahamas: a budget. *J. sediment. Petrol.* 45, 763–786.
- PITTET, B. 1993: Shallow-marine blackened carbonates: examples from the Oxfordian of the Swiss Jura range. 14th internat. Assoc. Sedimentol. Regional Meeting Abstr., Marrakech, 261.
- PRAATT, B. R. & JAMES, N. P. 1986: The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *Sedimentology* 33, 313–343.
- SCHLAGER, W. 1981: The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Bull. geol. Soc. Am.* 92, 197–211.
- SHINN, E. A. & ROBBIN, D. M. 1983: Mechanical and chemical compaction in fine-grained shallow-water limestones. *J. sediment. Petrol.* 53, 595–618.
- STRASSER, A. 1988: Enregistrement sédimentaire de cycles astronomiques dans le Portlandien et Purbeckien du Salève (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci. Genève* 41, 85–97.
- 1991: Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. In: *Cycles and events in stratigraphy* (Ed. by EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A.). Springer-Verlag Berlin–Heidelberg, 709–721.
 - 1994: Milankovitch cyclicity and high-resolution sequence stratigraphy in lagoonal-peritidal carbonates (Upper Tithonian-Lower Berriasian, French Jura Mountains). *Spec. Publ. internat. Assoc. Sedimentol.* 19, 285–301.
- VAIL, P. R. 1987: Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: *Atlas of seismic stratigraphy 1* (Ed. by BALLY, W.). Amer. Assoc. Petroleum Geol., *Studies in Geology* 27, 1–10.
- VAIL, P. R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A., EISNER, P. N. & PEREZ-CRUZ, C. 1991: The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. In: *Cycles and events in stratigraphy* (Ed. by EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A.). Springer-Verlag Berlin–Heidelberg, 617–659.
- VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, R. M., CAMPION, K. M. & RAHMANIAN, V. D. 1990: Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. Amer. Assoc. Petroleum Geol., *Methods in Exploration Series* 7.
- WILDI, W., FUNK, H., LOUP, B., AMATO, E. & HUGGENBERGER, P. 1989: Mesozoic subsidence history of the European marginal shelves of the alpine Tethys (Helvetic realm, Swiss Plateau and Jura). *Eclogae geol. Helv.* 82, 817–840.
- ZIEGLER, M. A. 1962: Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im zentralen Schweizer Jura. Diss., Univ. Zürich.
- ZIEGLER, P. A. 1956: Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary (Berner Jura), und zur Stratigraphie des Sequanien im zentralen Schweizer Jura. *Matér. Géol. Suisse* 102.

Manuscrit reçu le 2 août 1993

Révision acceptée le 21 janvier 1994

ANNEXE

DÉVELOPPEMENT THÉORIQUE ET APPLICATION À L'OXFORDIEN MOYEN À SUPÉRIEUR DU JURA CENTRAL SUISSE

L'annexe présente le développement mathématique du modèle et la démarche qui permet d'obtenir, pour l'exemple de l'Oxfordien moyen à supérieur du Jura central suisse, les valeurs de subsidence et des variations du niveau marin. Il contient également les tables de ces valeurs.

Equations générales

La formulation des équations découle de considérations géométriques présentées dans la figure 11 a et b, qui permet de relier l'accumulation à la subsidence et aux amplitudes des oscillations du niveau marin. Deux cas sont considérés:

- Oscillations symétriques: la vitesse de montée du niveau marin est égale à la vitesse de chute du niveau marin.
- Oscillations asymétriques: la vitesse de montée du niveau marin est deux fois plus élevée que la chute du niveau marin.

Termes et abbréviations

Acc: Accumulation durant une séquence, qui mesure l'épaisseur décompactée de la séquence. L'accumulation est exprimée en mètres; (m).

Tam: Taux d'accumulation moyen. Cette valeur mesure, sur un profil, la moyenne de l'accumulation; en mètres par million d'années; (m/Ma).

Tsm: Taux de subsidence moyen. Cette valeur mesure, sur un profil, la moyenne de la subsidence; (m/Ma).

Qsm: Quantité de subsidence moyenne, qui mesure la place créée par la subsidence durant une séquence; (m).

Qsct: Subsidence à court terme, qui mesure, durant une séquence, la variation de la subsidence par rapport à la moyenne; (m).

QTS: Quantité totale de subsidence, durant une séquence. Elle est la somme de la subsidence moyenne et de la subsidence à court terme; (m).

ΔSL : Variation du niveau marin de 3ème ordre à valeur régionale, pour une séquence; (m).

Aa: Représente la valeur d'amplitude qu'aurait l'oscillation de type Milankovitch s'il n'y avait pas de variations du niveau marin à long terme ($\Delta SL = 0$) et si la subsidence était

Fig. 11. Considérations géométriques et formulations des équations générales. a) oscillation symétrique; b) oscillation asymétrique où la montée du niveau marin est deux fois plus rapide que la chute du niveau marin.

constante sur l'ensemble du profil considéré ($Q_{sm} = \text{constante}$). Ainsi, A_a est une valeur qui tient compte de l'amplitude des oscillations de type Milankovitch, des variations à long terme du niveau marin et de la subsidence à court terme, durant la séquence considérée; (m).

A_{sl} : Représente la valeur d'amplitude qu'aurait l'oscillation de type Milankovitch s'il n'y avait pas de variations du niveau marin à long terme ($\Delta SL = 0$), mais avec une subsidence non constante sur l'ensemble du profil considéré ($Q_{sm} \neq \text{constante}$). Ainsi, A_{sl} est une valeur qui tient compte de l'oscillation de type Milankovitch et de la variation à long terme du niveau marin (ΔSL), durant la séquence considérée; (m).

A : Amplitude d'une oscillation de type Milankovitch; (m).

Accumulations et première approximation de la subsidence

Pour obtenir l'épaisseur d'une séquence au moment de son dépôt, il est indispensable de prendre en compte les indices de compaction propres à chaque lithologie et le contexte diagenétique.

Pour une séquence (équation 1):

$$Acc = \sum_{i=1}^n \frac{\text{Épaisseur}_i}{K_i}$$

Acc : Accumulation durant la séquence

Épaisseur_i : Épaisseur de la lithologie i dans la séquence, mesurée sur le terrain

K_i : Indice de compaction de la lithologie i

En premier lieu, il faut calculer, à l'aide de l'équation (1), l'épaisseur des séquences au moment du dépôt, c'est-à-dire qu'il est nécessaire de décompacter les séquences en fonction des différentes lithologies.

Déshydratation et compaction mécanique réduisent la porosité d'environ 10% dans les grainstones et de plus de 30% dans les boues carbonatées de mer peu profonde (Moore 1989, pp. 244–247; Shinn & Robbin 1983). L'enfouissement en profondeur produit des dissolutions de pression (pressure solution) et la stylolitisation; la compaction chimique de l'ordre de 20 à 30% est en général réaliste (Moore 1989, pp. 247–251). La présence d'éléments insolubles – principalement argiles et quartz –, accroît la compaction chimique (Moore 1989, pp. 251–252). Ainsi les calcaires gréseux et les marnes ont une compaction chimique plus élevée. Selon le faciès, on peut alors envisager des indices de compaction totale (K_i) entre 30 et 70%.

Cependant, dans le cas qui nous intéresse, la quantité de compaction chimique semble faible; la roche est probablement en grande partie cimentée avant un enfouissement profond, ce qui explique la présence très faible de stylolitisation. C'est pourquoi des valeurs de 10% de compaction chimique pour les calcaires, de 20% pour les marnes et les calcaires gréseux ont été adoptées.

Pour les faciès étudiés ici, les valeurs de compaction utilisées sont les suivantes:

- récifs: 10%: pas ou peu de compaction mécanique

- grainstones: 20%
- grainstones gréseux: 30%
- micrites: 40%
- micrites gréseuses: 50%
- marnes, argiles: 60%

La table 1 donne les épaisseurs au moment du dépôt (Acc) ayant utilisé les indices de compaction choisis ci-dessus, ainsi que les taux d'accumulation moyens (Tam), qui représentent une première approximation de la subsidence (Tsm).

ACCUMULATIONS

Acc	Reuchenette	Court	Moutier	Vorbourg	Pichoux	Pertuis
sb4.3-SB4	7.3m		5.9m			
sb4.2-sb4.3	4m	7.2m	8.3m			5.2m
sb4.1-sb4.2	10.3m	9.8m	11.9m			7.4m
SB3-sb4.1	9.2m	5.1m	3.8m			6m
sb3.3-SB3	2.85m	6m	2.4m	4.1m		5.1m
sb3.2-sb3.3	7.3m	6.2m	8m	5.9m		2.9m
sb3.1-sb3.2	15.25m	8.5m	18m	3.9m		9m
SB2-sb3.1	5.8m	7.85m	10.1m	3.25m	2.8m	4.75m
sb2.3-SB2			8.6m		5.8m	3.3m
sb2.2-sb2.3			7m		12.75	7.2m
sb2.1-sb2.2			10.9m	7m	3.7m	
SB1-sb2.1				7.4m	6.7m	
Tam						
SB2-SB4 SB2-sb4.3 sb3.3-SB4 sb2.1-sb3.3 SB2-SB3 SB1-sb2.2 SB1-sb3.1 sb2.2-sb4.3	77.5m/Ma	72.3m/Ma	64.6m/Ma 96m/Ma	43m/Ma 72m/Ma	63.5m/Ma	56.5m/Ma

Table 1. Accumulations (Acc), taux d'accumulation moyen (Tam). Tam \approx première approximation du taux de subsidence moyen (Tsm).

Amplitudes apparentes Aa ($\Delta SL = 0$; $Q_{sm} = \text{constante}$) et amplitudes apparentes Asl ($\Delta SL = 0$; $Q_{sm} \neq \text{constante}$) des oscillations du niveau marin du type Milankovitch

Les équations développées dans la figure 11 a et b, sont appliquées de la manière suivante:

- oscillations symétriques (équation 2):

$$Aa = 0.45 \text{ Acc} - \frac{Q_{sm}}{4}$$

- oscillations asymétriques (équation 3):

$$Aa = 0.475 \text{ Acc} - \frac{Q_{sm}}{4}$$

Utilisant les valeurs de subsidence moyenne et non les valeurs réelles de subsidence durant chacune des séquences, les valeurs obtenues des amplitudes des oscillations de type Milankovitch sont apparentes. Elles tiennent encore compte des variations de subsidence à court terme, des variations à long terme du niveau marin. En utilisant les valeurs obtenues pour les séquences comprises entre deux limites de séquence émergives ou proches

de l'émersion, la moyenne arithmétique des Aa permet d'éliminer la plus grande partie des variations de subsidence à court terme (Qsct) et d'approcher les valeurs des oscillations de type Milankovitch (Asl) qui tiennent toutefois encore compte des variations du niveau marin à long terme (ΔSL).

Les résultats apparaissent dans les tables 2a et 2b.

a/ OSCILLATIONS SYMETRIQUES: amplitudes apparentes Aa et amplitudes apparentes Asl

Aa	Reuchenette	Court	Moutier	Vorbourg	Pichoux	Pertuis	Asl
sb4.3-SB4	1.35m		1.05m				1.2m
sb4.2-sb4.3	-0.15m	1.45m	2.1m			0.95m	1.1m
sb4.1-sb4.2	2.7m	2.6m	3.75m			1.9m	2.75m
SB3-sb4.1	2.2m	0.5m	0.1m			1.3m	1m
sb3.3-SB3	-0.65m	0.9m	-0.55m	0.75m		0.9m	0.25m
sb3.2-sb3.3	1.35m	1m	1.2m	1.6m		-0.1m	0.9m
sb3.1-sb3.2	4.9m	2m	5.7m	0.7m		2.65m	2.75m
SB2-sb3.1	0.7m	1.7m	2.15m	0.4m	-0.3m	0.75m	1m
sb2.3-SB2			1.5m		1m	0.1m	1.25m
sb2.2-sb2.3			0.75m		4.15m	1.85m	2.25m
sb2.1-sb2.2			2.5m	1.35m	0.1m		1.3m
SB1-sb2.1				1.55m	1.45m		1.5m

b/ OSCILLATIONS ASYMETRIQUES: amplitudes apparentes Aa et amplitudes apparentes Asl

	Reuchenette	Court	Moutier	Vorbourg	Pichoux	Pertuis	Asl
sb4.3-SB4	2.15m		1.75m				1.95m
sb4.2-sb4.3	0.6m	2.2m	2.85m			1.55m	1.8m
sb4.1-sb4.2	3.6m	3.45m	4.6m			2.6m	3.55m
SB3-sb4.1	3.1m	1.2m	0.75m			1.9m	1.75m
sb3.3-SB3	0.05m	1.65m	0.05m	1.25m		1.5m	0.9m
sb3.2-sb3.3	2.2m	1.75	2.2m	2.1m		0.45m	1.65m
sb3.1-sb3.2	5.95m	2.85m	6.95m	1.15m		3.35m	3.6m
SB2-sb3.1	1.45m	2.5m	3.2m	0.85m	0.3m	1.3m	1.65m
sb2.3-SB2			2.5m		1.7m	0.65m	2.1m
sb2.2-sb2.3			1.75m		5m	2.5m	3.1m
sb2.1-sb2.2			3.6m	2.15m	0.7m		2.15m
SB1-sb2.1				2.3m	2.1m		2.15m

Table 2. Aa: Amplitudes apparentes des oscillations de type Milankovitch si QST = constante sur chacun des profils et $\Delta SL = 0$ pour toutes les séquences. En gras, les valeurs comprises entre 2 limites de séquences émer-sives ou proches de l'émersion sont les valeurs utilisées pour calculer la moyenne et approximer Asl: amplitudes apparentes si QST \neq constante entre les séquences d'un profil, mais $\Delta SL = 0$ pour toutes les séquences.

Variations de subsidence à court terme

Les équations 2 et 3 utilisent la subsidence moyenne (Qsm). La subsidence réelle durant une séquence (QTS) est la somme de la subsidence moyenne (Qsm) et la variation de la subsidence par rapport à la moyenne (Qsct), durant cette séquence (équation 4).

$$QTS = Qsm + Qsct$$

En tenant compte de l'équation (4), c'est-à-dire en intégrant la subsidence totale dans l'équation générale, on obtient les amplitudes apparentes des oscillations de type Milankovitch (Asl). Celles-ci tiennent encore compte des variations à long terme du niveau marin, mais intègrent ainsi les variations de subsidence.

- oscillations symétriques (équation 5):

$$Asl = 0.45 Acc - \frac{Qsm + Qsct}{4}$$

- oscillations asymétriques (équation 6):

$$Asl = 0.475 Acc - \frac{Qsm + Qsct}{6}$$

En soustrayant l'équation (5) à l'équation (2) pour les oscillations symétriques, l'équation (6) à l'équation (3) pour les oscillations asymétriques, on obtient:

- oscillations symétriques (équation 7):
 $Q_{sct} = 4 (A_a - A_{sl})$
- oscillations asymétriques (équation 8):
 $Q_{sct} = 6 (A_a - A_{sl})$

Ainsi, il devient possible de calculer les valeurs de subsidence totale, à l'aide des équations (4) et (7) pour les oscillations symétriques, (4) et (8) pour les oscillations asymétriques. Les valeurs de subsidence apparaissent dans les tables 3 a et b.

La figure 7 présente les courbes de subsidence (cumul des QTS) de chacun des profils pour des oscillations de type Milankovitch symétriques et asymétriques.

a/ OSCILLATIONS SYMETRIQUES: subsidence

QST	Reuchenette	Court	Moutier	Vorbourg	Pichoux	Pertuis
sb4.3-SB4	8.35m		5.8m			
sb4.2-sb4.3	0.25m	8.6m	10.4m			5.05m
sb4.1-sb4.2	7.55m	6.6m	10.4m			2.25m
SB3-sb4.1	12.55m	5.2m	2.8m			6.85m
sb3.3-SB3	4.15m	9.8m	3.2m	6.3m		8.25m
sb3.2-sb3.3	<9.55m	7.6m	10.8m	7.1m		1.65m
sb3.1-sb3.2	>16.35m	4.2m	21.4m	-3.9m		5.25m
SB2-sb3.1	6.55m	10m	14.2m	1.9m	1.15m	<6.65m
sb2.3-SB2			10.6m		4.35m	>1.05m
sb2.2-sb2.3			3.6m		13.95m	4.05m
sb2.1-sb2.2			14.4m	7.4m	1.55m	
SB1-sb2.1				7.4m	6.15m	
Tsm	81.6m/Ma	74.3m/Ma	97.8m/Ma	43.7m/Ma	54.3m/Ma	45.6m/Ma

b/ OSCILLATIONS ASYMETRIQUES: subsidence

QST	Reuchenette	Court	Moutier	Vorbourg	Pichoux	Pertuis
sb4.3-SB4	8.95m		5.25m			
sb4.2-sb4.3	0.05m	9.6m	12.7m			4.15m
sb4.1-sb4.2	8.05m	6.6m	12.7m			-0.05m
SB3-sb4.1	15.85m	3.9m	0.45m			6.55m
sb3.3-SB3	2.65m	11.7m	1.35m	6.4m		9.25m
sb3.2-sb3.3	<11.05m	7.8m	12.9m	7m		-1.55m
sb3.1-sb3.2	>21.85m	2.7m	29.7m	-10.4m		4.15m
SB2-sb3.1	6.55m	12.3m	18.9m	-0.5m	-1.75m	<3.55m
sb2.3-SB2			12m		3.95m	>3.05m
sb2.2-sb2.3			1.5m		17.75m	2.05m
sb2.1-sb2.2			18.3m	7.2m	-2.35m	
SB1-sb2.1				8.1m	6.05m	
Tsm	94.4m/Ma	78m/Ma	114.3m/Ma	29.7m/Ma	47.3m/Ma	27.8m/Ma

Table 3. Quantité totale de subsidence (QTS) de chacune des séquences de chacun des profils et taux de subsidence moyen (Tsm) de chaque profil.

Variations du niveau marin (3ème ordre à valeur régionale et oscillations de type Milankovitch)

Les séquences élémentaires se regroupent par quatre entre des limites de séquence considérées comme événements importants de l'enregistrement sédimentaire; ce sont les limites de séquences SB1, SB2, SB3 et SB4. Une séquence élémentaire est interprétée comme correspondant à l'enregistrement sédimentaire du premier cycle d'excentricité de

a/ AMPLITUDES DES OSCILLATIONS SYMETRIQUES DE TYPE MILANKOVITCH (A)

	Asl (SB1-SB2)		Asl (SB2-SB3)		Asl (SB3-SB4)	A
sb2.3-SB2	1.25m	sb3.3-SB3	0.25m	sb4.3-SB4	1.2m	0.9m
sb2.2-sb2.3	2.25m	sb3.2-sb3.3	0.9m	sb4.2-sb4.3	1.1m	1.4m
sb2.1-sb2.2	1.3m	sb3.1-sb3.2	2.75m	sb4.1-sb4.2	2.75m	2.25m
SB1-sb2.1	1.5m	SB2-sb3.1	1m	SB3-sb4.1	1m	1.15m

b/ AMPLITUDES DES OSCILLATIONS ASYMETRIQUES DE TYPE MILANKOVITCH

	Asl (SB1-SB2)		Asl (SB2-SB3)		Asl (SB3-SB4)	A
sb2.3-SB2	2.1m	sb3.3-SB3	0.9m	sb4.3-SB4	1.95m	1.65m
sb2.2-sb2.3	3.1m	sb3.2-sb3.3	1.65m	sb4.2-sb4.3	1.8m	2.2m
sb2.1-sb2.2	2.15m	sb3.1-sb3.2	3.6m	sb4.1-sb4.2	3.55m	3.1m
SB1-sb2.1	2.15m	SB2-sb3.1	1.65m	SB3-sb4.1	1.75m	1.85m

Table 4. A chaque groupe de séquences élémentaires, interprété comme étant formé d'oscillations correspondant aux deux cycles d'excentricité de l'orbite terrestre, est additionné une composante de variation du niveau marin de 3ème ordre à valeur régionale. La comparaison des 3 groupes reconnus va permettre d'approcher les valeurs des amplitudes des oscillations de type Milankovitch (A). Les valeurs utilisées ici sont celles obtenues comme moyenne des amplitudes apparentes Asl (Table 2a et 2b).

l'orbite terrestre. Quatre séquences élémentaires représenteraient alors l'enregistrement sédimentaire du deuxième cycle d'excentricité de l'orbite terrestre. En posant que chacun des groupes, interprétés comme cycles de 400 000 ans, ait une évolution semblable et des valeurs d'amplitudes proches des cycles de 100 000 ans qui les forment, la moyenne obtenue pour des cycles de 100 000 ans dans une même position dans chacun des groupes permettra d'approcher les valeurs des amplitudes de type Milankovitch (A). Les valeurs obtenues pour les oscillations de type Milankovitch sont présentées dans les tables 4a et b.

La comparaison entre les valeurs apparentes des oscillations de type Milankovitch (Asl) et les valeurs d'amplitudes obtenues pour ces oscillations (A) va permettre de dégager pour chaque séquence l'apport des variations du niveau marin de 3ème ordre à valeur régionale.

Les variations de 3ème ordre à valeur régionale, considérées comme linéaires entre deux limites de séquence, vont augmenter ou diminuer l'importance de la place créée par la subsidence. Durant une séquence, la subsidence (QTS) augmentée de la variation du niveau marin de 3ème ordre (ΔSL) va mesurer la variation à long terme du niveau marin relatif (QTS + ΔSL).

Ainsi les équations générales de la figure 11a et b deviennent:

- oscillations symétriques (équation 9):

$$A = 0.45 \text{ Acc} - \frac{\text{QTS} + \Delta SL}{4}$$

- oscillations asymétriques (équation 10):

$$A = 0.475 \text{ Acc} - \frac{\text{QTS} + \Delta SL}{6}$$

En soustrayant l'équation (9) à l'équation (5) pour les oscillations symétriques, l'équation (10) à l'équation (6) pour les oscillations asymétriques, on obtient:

- oscillations symétriques (équation 11):

$$\Delta SL = 4 (Asl - A)$$

- oscillations asymétriques (équation 12):

$$\Delta SL = 6 (Asl - A)$$

Les courbes cumulées des ΔSL obtenues par l'utilisation des équations (11) et (12) représentent les courbes de variations du niveau marin de 3ème ordre pour des oscillations symétriques et des oscillations asymétriques. La figure 6 présente ces courbes, sur lesquelles sont superposées les oscillations de type Milankovitch.

