© Académie des sciences / Elsevier, Paris

Évolution de la paléotempérature des eaux de la plate-forme russe au cours du Jurassique supérieur

Sea surface paleotemperature evolution of the Russian Platform during the Upper Jurassic

Armelle RIBOULLEAU[1], François BAUDIN[1]*, Valérie DAUX[1], Pierre HANTZPERGUE[2], Maurice RENARD[1] et Victor ZAKHAROV[3]

[1] *Département de géologie sédimentaire et CNRS Ura 1761, UPMC, 4, place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France*
[2] *Centre des sciences de la Terre et CNRS UMR 5565, Université Claude-Bernard, 27–43, bd du 11-novembre-1918, 69622 Villeurbanne cedex, France*
[3] *Institute of Geology and Geophysics, Siberian Branch of Academy of Sciences, Novosibirsk 90, Russie*

ABSTRACT

The evolution of the paleotemperatures of the Russian Platform over the Late Jurassic are inferred from stable isotope measurements on belemnite rostra. The $\delta^{18}O$ data indicate temperature variations ranging from 7 to 18 °C during the Oxfordian and a stable temperature ca 17 °C over Kimmeridgian and Volgian. The results are compared to data from the literature in the frame of the paleogeographic reconstruction of Europe for the Late Jurassic. © Académie des sciences / Elsevier, Paris.

Keywords: Volga basin, Malm, Belemnite, Stable isotopes, Trace elements, Paleogeography, Russia

RÉSUMÉ

Des analyses géochimiques effectuées sur des rostres de bélemnites provenant du bassin de la Volga permettent de reconstituer l'évolution des paléotempératures depuis le Callovien supérieur jusqu'au Volgien moyen. Le rapport isotopique de l'oxygène indique que la température des eaux est passée de 7 à 18 °C au cours de l'Oxfordien, puis est restée relativement stable, autour de 17 °C, au Kimméridgien et au Volgien. Ces résultats associés, aux données antérieures, permettent de caractériser l'évolution des climats au cours du Jurassique supérieur, dans le cadre paléogéographique européen. © Académie des sciences / Elsevier, Paris.

Mots clés : *Bassin de la Volga, Malm, Bélemnites, Isotopes stables, Eléments traces, Paléogéographie, Russie*

ABRIDGED VERSION

As it has been recently discussed (Frakes et al., 1993), the Mesozoic era is generally considered as having a warmer climate than present with a reduced latitudinal thermal gradient (Hallam, 1985). In order to characterize this climate, paleothermometric studies on Tethyan and high latitude sites have been numerous. A paleothermometric study of the Russian Platform (40–50°N) for Late Jurassic times, based on isotopic analyses of belemnite rostra, is proposed in this paper. Results are compared to previously published paleotemperatures.

The belemnite rostra were collected from four outcrops located along the Volga river. Their location and detailed description is given in Hantzpergue et al. (in press).

Note présentée par Jean Dercourt.
Note remise le 15 décembre 1997, acceptée après révision le 5 janvier 1998.

* E-mail : frbaudin@ccr.jussieu.fr

One rostrum was analysed by level. The representativity of this single measurement seems acceptable after a study of the isotopic signal of 9 rostra from the same level. The state of preservation of the rostra was assessed through cathodoluminescence and XR diffraction. Stable isotope analyses were performed following the standard method. Trace element contents were determined by flame atomic absorption spectrometry.

Mineralogy of the rostra and of nacreous shells collected with the rostra was determined by XRD. Rostra are made up of calcite and nacreous shells of well-preserved aragonite. The lack of recrystallisation of aragonite to calcite shows that diagenetic effects are very slight. Under cathodoluminescence, rostra are mainly non-luminescent with a weak luminescence along growth bands that is considered as primary (Barbin et al., 1991). Bright luminescent zones considered as recrystallizations are scarce and were carefully avoided for the sampling. The geochemical results—$\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values close to 0, high Mg and Sr contents and low Mn contents (table)—confirm the good preservation of the rostra.

$\delta^{18}O$ values range between −1.8 and 1.8 ‰. Rather high at the end of the Callovian and the beginning of the Oxfordian, they strongly decrease during the Oxfordian. Such a decrease has already been described by Hoffman et al. (1991) in the Oxfordian of Poland. From the Kimmeridgian to the Middle Volgian, $\delta^{18}O$ values increase slightly.

Paleotemperatures were calculated using the equation of Epstein et al. (1953), with $\delta^{18}O = -1$ ‰ (SMOW) for sea water (Shakelton and Kennett, 1975) as Earth is considered to have been free of ice caps during the Jurassic. Quite low at the end of the Callovian and the beginning of the Oxfordian, ranging between 5.6 and 10.9 °C, temperatures rise rapidly from middle Oxfordian to the beginning of the Kimmeridgian (figure 1). They are rather stable in the Kimmeridgian, between 16 and 19 °C, and slightly decreased in the Volgian, between 15 and 17 °C.

Paleotemperature and eustatic curves display a good correlation (figure 1): the rapid rise of temperatures during the Oxfordian corresponds to a period of global marine trangression, the stability of temperatures during the Kimmeridgian and decrease during the Volgian correspond to a maximum and then fall of the sea level.

The influence of sea-level on ammonite biogeography is now well known (Enay, 1980). The ammonites of the Russian Platform display four faunal sequences during the Upper Jurassic, which reflect climatic, eustatic and paleogeographic modifications. The first sequence, covering almost the entire Oxfordian, is dominated by boreal *Cardioceratinae* and corresponds to temperatures below 13 °C. The Kimmeridgian, while temperatures are between 16 and 19 °C, displays a subboreal differentiation with *Aulacostephaninae*. During the Eudoxus zone, the subboreal sequence is temporarily interrupted by the West European endemic fauna. Finally during the Tithonian, an endemic fauna develops, which can be related to the isolation of the Russian platform following the sea-level fall.

A synthesis of the temperatures obtained in this study and those recalculated from previously published data on belemnite rostra and brachiopod shells is confronted with paleogeographic reconstructions (figure 2).

The Upper Callovian–Lower Oxfordian map displays 11 temperatures which cover the 30–60°N latitudinal belt. Except for the Pechora basin, the temperatures on the Russian Platform are low, around 10 °C, which is close to the 9.5 °C measured in Svalbard, located 15° northward. On the contrary, temperatures are high on the northern margin of the Tethys and in the proto-Atlantic. This temperature distribution could be explained by marine streams, cold streams flowing from the north to the Russian Platform and warm streams flowing from the Tethys to the proto-Atlantic. For the Russian Platform, N–S paleo-streams indicated by Vinogradov (1968) and boreal ammonites are consistent with this hypothesis.

For the Kimmeridgian, seven data are available. The global temperature has increased but as the latitude has not changed, this increase must be caused by a global warming. Besides, this warming is marked in the late Oxfordian by a northward spread of coralian reefs and of low latitude bivalves. We can notice that temperatures are globally homogeneous. The high sea-level favoured the circulation of water-masses and thus probably the homogenization of temperatures. S–N paleo-streams indicated by Vinogradov (1968) are consistent with this hypothesis.

For the Tithonian, no data for the Tethys are available. Emersion of the south of the Russian Platform does not seem to cause any cooling. Svalbard displays a low temperature, 8.7 °C which contrasts with the other data, that could testify for bad communications between the arctic basin and southern basins. The lack of data for the Tethys prevents us from considering global evolution of the climate, nevertheless data suggest that the climate was still warm.

The results of this study: a rapid increase of the temperature during the Oxfordian, stable temperatures during the Kimmeridgian and a slight decrease during the Tithonian, are consistent with the general conceptions about a warm Late Jurassic climate, but they nevertheless testify for cool conditions at the beginning of the Oxfordian. This study also points out the strong links between paleotemperatures, eustacy, paleogeography and biogeography, even though this correlation still has to be understood.

1. Introduction

Bien que cela ait été récemment discuté (Frakes et al., 1993), le Jurassique supérieur est considéré comme une période plus chaude que la période actuelle, caractérisée par un gradient thermique latitudinal plus faible (Hallam, 1985). Cette conception a été renforcée par les études paléothermométriques menées sur des sites téthysiens (Bowen, 1961a, 1961b ; Fritz, 1965 ; Spaeth et al., 1971) et, plus récemment, sur des sites de hautes paléolatitudes (Ditchfield et al., 1994 ; Sellwood et al., 1994 ; Pirrie et al., 1995 ; Ditchfield, 1997 ; Price et Sellwood, 1997). La

plate-forme russe, située au Mésozoïque vers 40–50°N, est une zone intermédiaire intéressante pour reconstituer le climat et les échanges de masses d'eau. Les auteurs russes y ont mené de nombreuses études isotopiques sur rostres de bélemnites (Naidin et al., 1956 ; Teis et al., 1957, 1968 ; Berlin et al., 1966), mais elles intéressent plus particulièrement le Crétacé et manquent parfois de précision, tant stratigraphique que géographique (Kheshgi et Lapenis, 1996). Les données nouvelles apportées ici pour le Jurassique supérieur ont été, au contraire, déterminées à partir de rostres de bélemnites, bien situés par rapport aux zonations d'ammonites (Hantzpergue et al., sous presse). Elles ont été confrontées aux paléotempératures publiées pour contraindre les reconstitutions climatiques du Jurassique supérieur.

2. Matériel d'étude et méthodes

Les rostres de bélemnites proviennent de quatre coupes situées dans le bassin de la Volga, qui couvrent l'intervalle Callovien supérieur à Volgien moyen, ce dernier étant équivalent au Tithonien supérieur (Hantzpergue et al., sous presse). Nous avons choisi d'analyser un rostre par niveau ; toutefois, afin d'évaluer la représentativité de cette mesure, une étude de la variabilité isotopique au sein d'un même niveau a été réalisée. Les rostres ont été choisis en fonction de leur état apparent de préservation. Il n'a pas été possible de les déterminer spécifiquement, mais des spécimens de morphologies comparables ont été choisis afin de minimiser un éventuel effet vital.

Les rostres ont été débarrassés des impuretés de surface, et leur état de conservation testé par cathodoluminescence et diffractométrie des rayons X. Différents travaux ont montré la variabilité du signal isotopique au sein des rostres en liaison avec les stries de croissance (Berlin et al., 1966 ; Spaeth et al., 1971). Afin d'obtenir un signal moyenné, le prélèvement a été effectué en recoupant plusieurs stries de croissance. Les dosages isotopiques ont été effectués selon la procédure standard à l'aide d'un spectromètre de masse SIRA VG. L'erreur analytique déduite de l'analyse répétée d'un échantillon de référence est de ± 0,05 ‰. Les teneurs en éléments traces ont été déterminées par spectrométrie d'absorption atomique en flamme (Hitachi Z8100). L'erreur relative des mesures est de l'ordre de 5 %.

3. Diagenèse

La diffraction des rayons X montre que les rostres étudiés sont constitués de calcite. Pour Barskov (1970) et Spaeth (1971), la calcite des bélemnites est issue d'une recristallisation d'aragonite. Des coquilles de mollusques provenant des mêmes niveaux que nos rostres montrent une nacre aragonitique intacte, ce qui indique que les effets de la diagenèse sur les coquilles ont été faibles. En cathodoluminescence, les rostres montrent une faible luminescence, qui souligne les stries de croissance. Ce type de figures, qui s'observe sur des coquilles de mollusques actuels, est considéré comme primaire (Barbin et al., 1991). Les recristallisations, marquées par une luminescence vive, sont peu fréquentes et s'observent principalement sur le bord externe des rostres et près de l'apex. Ces régions ont été systématiquement évitées lors du prélèvement.

D'un point de vue géochimique, il est généralement admis que la diagenèse est marquée par des $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ très négatifs, de faibles teneurs en Sr et Mg, ainsi que des teneurs en Mn supérieures à 100 ppm (Veizer, 1974 ; Brand et Morisson, 1986). Les résultats des analyses (tableau) ne présentent pas ces caractéristiques et indiquent que les rostres ne sont pas altérés par la diagenèse.

4. Représentativité

L'analyse de neuf rostres provenant d'un même niveau (Mk 15–7) montre une variabilité de l'ordre de 1 ‰, tant pour l'oxygène que pour le carbone. Une variabilité telle (voire supérieure à 2 ‰) est fréquemment reportée dans la littérature (Ditchfield et al., 1994 ; Price et Sellwood, 1997), mais les niveaux concernés correspondent souvent à des durées supérieures. Différents facteurs peuvent expliquer cette variabilité :

– les variations intra-rostre (le prélèvement a cependant été effectué de façon à minimiser cet effet) ;

– l'effet vital (les rostres n'ayant pu être déterminés génériquement, on ne peut totalement éliminer ce facteur, bien que l'existence d'un effet vital chez les bélemnites n'ait pas été démontrée) (Saelen et al., 1996) ;

– le remaniement des rostres accumulés dans le niveau MK 15–7.

Quelle qu'en soit la cause, la variabilité de 1 ‰ observée au sein du niveau Mk 15–7 pourrait conduire à douter de la représentativité d'une seule analyse par niveau. Les résultats sont cependant considérés comme significatifs, car la variabilité au sein du niveau Mk 15–7 est inférieure à la variabilité stratigraphique de 3,5 ‰. De plus, des rostres de même âge (zone à Cymodoce), prélevés dans des sites distants de 500 km, ont des signaux remarquablement proches (Mk 0 et Ta 1, tableau).

5. Résultats

Les rapports isotopiques de l'oxygène s'échelonnent entre –1,8 et 1,8 ‰ (figure 1). Élevés au Callovien supérieur et à l'Oxfordien inférieur — entre 0,4 et 1,8 ‰ —, ils diminuent fortement de l'Oxfordien moyen au début du Kimméridgien — de 1,8 ‰ à –1,5 ‰ —. Une chute de même amplitude a été observée en marge septentrionale de la Téthys au cours de l'Oxfordien supérieur (Hoffman et al., 1991). À partir du Kimméridgien, les valeurs sont assez basses, voisines de –1,3 ‰, et augmentent légèrement pour atteindre –0,8 ‰ au Volgien moyen. Les rapports isotopiques du carbone sont compris entre –0,4 et 3,5 ‰

Tableau. Résultats analytiques. Les résultats d'analyse de Mn ne sont pas figurés, car en deçà de la limite de détection de l'appareil (Mn<100ppm) ; --- non déterminé.

Analytical results. Mn contents are not mentioned because under detection limit; --- not measured.

Échantillon	$\delta^{13}C$ (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	*T* (°C)	*Mg* (ppm)	*Sr* (ppm)	
Go 11 l top	– 0,43	– 0,72	15,3	2 328	1 508	
Go 11 e b top	0,28	– 0,71	15,3	1 693	1 394	Volgien
Go 10c middle	0,83	– 1,24	17,5	2 286	1 322	
Go 9 b	0,23	– 1,13	17,1	—	—	
Du 10 c top	– 0,13	– 0,83	15,8	2 441	1 279	
Du 10 b + 1,3	1,16	– 1,02	16,6	783	1 194	
Du 5 + 2 m	1,42	– 1,39	18,2	—	—	
Du 3	2,12	– 1,33	17,9	1 482	1 314	
Du 1	1,57	– 0,84	15,8	1 721	1 204	
K 0	1,18	– 1,41	18,3	1 597	1 337	Kimméridgien
Ta 1	3,07	– 1,10	16,9	1 104	1 135	
Mk 0	2,40	– 0,99	16,5	1 272	1 174	
Mk 2-2	2,28	– 1,23	17,5	1 418	1 172	
Mk 2-3	0,94	– 1,42	18,3	1 255	1 052	
Mk 8 c	1,11	– 1,54	18,9	—	—	
Mk 8 d1	1,21	0,06	12,1	1 559	975	
Mk 10 a	0,98	– 1,79	20,0	1 089	1 030	
Mk 11 d	1,52	0,48	10,4	1 285	1 077	
Mk 15 top	1,51	– 0,15	13,0	1 091	1 062	
Mk 15-3	3,21	0,61	9,9	786	972	Oxfordien
Mk 15-7	2,68	1,77	5,7	962	923	
Mk 16-15	3,49	1,57	6,4	996	867	
Mk 16-1	1,60	0,36	10,9	4 022	1 371	
Mk 16 middle	2,33	0,83	9,1	4 126	1 120	
Mk 17 middle	2,86	1,51	6,6	1 509	774	
Mk 17/18	1,32	1,37	7,1	2 528	955	Callovien

(tableau). Les teneurs en Mg sont comprises entre 780 et 4 130 ppm et les teneurs en Sr entre 770 et 1 510 ppm.

5.1. Paléotempératures

Les paléotempératures ont été calculées en appliquant la formule de Epstein et al. (1953) :

$$T(°C) = 16,5 - 4,3\,(\delta_c - \delta_w) + 0,14\,(\delta_c - \delta_w)^2$$

où $\delta_c = \delta^{18}O$ (PDB) mesuré sur les rostres et $\delta_w = \delta^{18}O$ (SMOW) de l'eau de mer. Le Jurassique étant considéré comme une période sans calotte glaciaire, la valeur de $\delta_w = -1$ ‰ (SMOW) calculée par Shakelton et Kennett (1975), a été utilisée.

Du Callovien supérieur au début de l'Oxfordien moyen, la température, assez basse, fluctue entre 5,6 et 10,9 °C. Elle augmente rapidement de l'Oxfordien moyen au début du Kimméridgien, où elle atteint un maximum de 20 °C. Au cours du Kimméridgien, la température fluctue entre 16 et 19 °C, et tend à diminuer légèrement. Les données manquent sur le Volgien inférieur, cependant, à la fin du Volgien inférieur et au Volgien moyen, la température fluctue entre 15 et 17 °C, et est légèrement plus faible qu'au Kimméridgien.

5.2. Climat, eustatisme et biogéographie

On observe une étroite interdépendance entre l'évolution des paléotempératures du Jurassique supérieur de la plate-forme russe, les courbes de variations globales du niveau des mers et la dynamique biogéographique des faunes d'ammonites (figure 1). Que l'on se réfère à la courbe globale de Haq et al. (1988) ou à celle établie pour le Mésozoïque de la plate-forme russe (Sahagian et al., 1996), le Jurassique supérieur est marqué par une élévation du niveau des mers, maximale au Tithonien inférieur. L'augmentation rapide des paléotempératures durant l'Oxfordien–Kimméridgien inférieur est en assez bonne adéquation avec cette transgression marine. De même, la relative stabilité des températures au Kimméridgien, puis leur diminution au Volgien inférieur et moyen, s'accorde avec une élévation maximale, puis une chute du niveau marin.

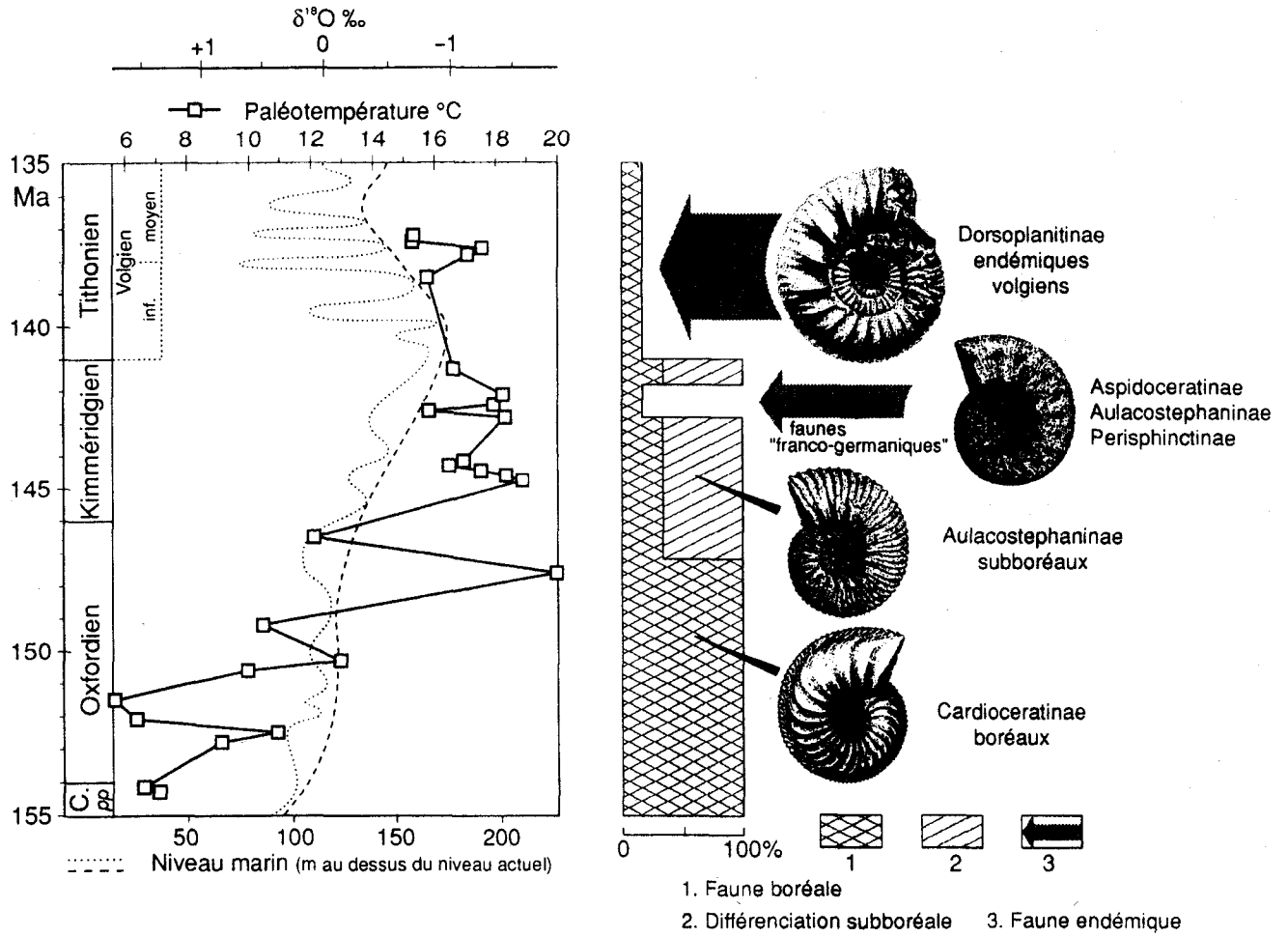

Figure 1. Paléotempératures, variations eustatiques et dynamique biogéographique des ammonites au cours du Jurassique supérieur sur la plate-forme russe. Âges d'après Odin (1994), courbe eustatique d'après Haq et al. (1988).

Palaeotemperatures, eustatic variations and ammonites of the Russian Platform for the Upper Jurassic. Ages from Odin (1994), eustatic curve from Haq et al. (1988).

Le rôle des fluctuations eustatiques sur la dynamique biogéographique des faunes d'ammonites est à présent bien établi et démontré à différentes échelles (Enay, 1980 ; Hantzpergue, 1995 ; Neige et al., 1997). Les ammonites du Jurassique supérieur de la plate-forme russe, dans un contexte général boréal, dessinent quatre séquences fauniques, qui semblent refléter les modifications climatiques, eustatiques et paléogéographiques. La première séquence faunique, dominée par les *Cardioceratinae* boréaux, couvre la quasi-totalité de l'Oxfordien et coïncide avec des paléotempératures inférieures à 13 °C. Le Kimméridgien, avec des températures oscillant entre 16 et 19 °C, présente une phase de différenciation subboréale (*Aulacostephaninae*). Au Kimméridgien supérieur (zone à Eudoxus) cette séquence subboréale est temporairement interrompue par l'apparition de faunes endémiques à l'Europe occidentale (Hantzpergue, 1989), différenciées à partir de souches téthysiennes (*Aspidoceratinae, Perisphinctinae*) ou subboréales (*Aulacostephaninae*). Enfin, au Tithonien, l'isolement de la plate-forme russe, corrélatif à la baisse du niveau global des océans, semble être la principale cause de la différenciation des faunes endémiques volgiennes (*Dorsoplanitinae*).

Le lien entre ces trois facteurs (évolution de la faune, variations du niveau marin et paléotempérature) est assez net ; cependant, la corrélation entre les courbes d'eustatisme et de température est encore mal comprise. Le glacio-eustatisme explique généralement cette corrélation. Bien que l'existence de glace au Jurassique soit démontrée (Frakes et al., 1993), il semble cependant que leur volume soit trop faible pour permettre la mise en place d'un tel mécanisme.

5.3. Essai de synthèse paléogéographique

Une synthèse, regroupant paléotempératures du Jurassique supérieur obtenues dans cette étude et données de la littérature, est confrontée aux reconstitutions paléogéographiques (figure 2).

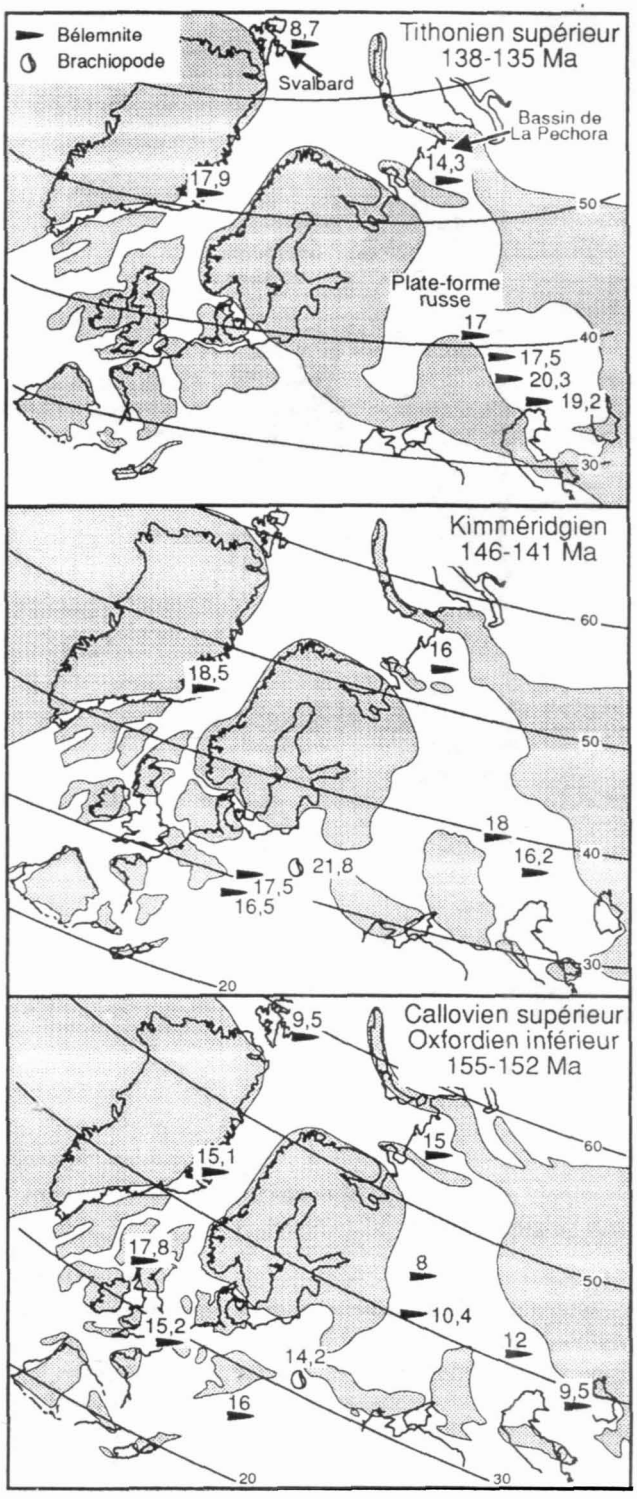

Fig. 2. Évolution paléogéographique et répartition des paléotempératures pour le Callovien supérieur–Oxfordien inférieur, le Kimméridgien et le Tithonien supérieur. Les données sont extraites de Fritz (1965), Bowen (1961a, 1961b, 1962), Teis et al. (1968), Tan et al. (1970), Hoffman et al.(1991), Anderson et al. (1994) et Ditchfield (1997). La paléogéogaphie est une synthèse des cartes de Vinogradov (1968), Ziegler (1988) et Dercourt et al. (1993).

Palaeogeographical evolution and paleotemperature distribution for Upper Callovian–Lower Oxfordian, Kimmeridgian and Upper Tithonian times. Data are taken from Fritz (1965), Bowen (1961a, 1961b, 1962), Teis et al. (1968), Tan et al. (1970), Hoffman et al. (1991), Anderson et al. (1994) and Ditchfield (1997). Paleogeography is a synthesis of Vinogradov (1968), Ziegler (1988) and Dercourt et al. (1993).

La carte du Callovien supérieur–Oxfordien inférieur présente onze données couvrant les bandes latitudinales entre 30 et 60°N. Les températures de la plate-forme russe, voisines de 10 °C, semblent très froides, car proches des 9,5 °C observés dans l'archipel du Svalbard, situé près de 15° plus au nord. La température de 15 °C, mesurée dans le bassin de la Pechora, semble anormalement élevée, compte tenu de la latitude du bassin et des températures mesurées sur la plate-forme russe. Le bassin de la Pechora mis à part, on observe que les températures sont globalement élevées à l'ouest dans le proto-Atlantique et basses sur la plate-forme russe. Ce schéma pourrait s'expliquer par des courants marins chauds en provenance de la Téthys, remontant vers le nord dans le proto-Atlantique, et des courants froids descendant sur la plate-forme russe. Les paléocourants de direction nord–sud indiqués par Vinogradov (1968), comme les faunes d'ammonites de la plate-forme russe, d'appartenance boréale, sont compatibles avec cette hypothèse.

Pour le Kimméridgien, sept données sont disponibles, mais leur répartition permet la même couverture géographique qu'au Callovien. Les températures ont augmenté, par rapport au Callovien, de quelques degrés sur la marge nord-téthysienne et le proto-Atlantique, mais de près de 7 °C sur la plate-forme russe, ce qui semble assez considérable. La position latitudinale de l'ensemble ayant cependant peu changé, le réchauffement semble plutôt lié à un phénomène climatique global. Ce réchauffement est d'ailleurs marqué dès l'Oxfordien supérieur par la montée des coraux jusqu'au sud de l'Angleterre et dans le bassin du Donetz (Gerasimov et al., 1962), par des épisodes de sédimentation plus calcaire au sud-est du bassin de la Pechora (Mesezhnikov, 1989) et par l'arrivée de bivalves de basse latitude, tels que *Neocrassina*, *Trautcholdia* et *Gryphaea* dans ce même bassin (Zakharov, 1970). Pour le Kimméridgien, on note une certaine uniformisation des températures, qui pourrait être liée au mélange des eaux froides de la plate-forme russe avec des eaux téthysiennes plus chaudes. Ces meilleurs mélanges s'effectueraient à la faveur de la transgression kimméridgienne (figure 1) qui favorise les communications entre bassins. Cette hypothèse est compatible avec les paléocourants de direction sud–nord indiqués par Vinogradov (1968) dans la région péri-Caspienne.

Pour le Tithonien supérieur (Volgien moyen), les données sur rostre de bélemnite manquent pour le domaine téthysien. La fermeture de la plate-forme russe au sud, accompagnée par un endémisme des faunes, semble ne pas induire de diminution importante des températures, qui restent voisines de celles observées au Kimméridgien. On note que la température de 8,5 °C mesurée dans

l'archipel de Svalbard est particulièrement froide. Elle impliquerait des communications restreintes entre les eaux arctiques et celles du proto-Atlantique et de la plate-forme russe, ce qui est difficilement vérifiable dans l'état actuel des connaissances. L'absence de données sur la marge nord de la Téthys rend délicate l'interprétation en terme d'évolution globale du climat ; cependant, il semble que celui-ci soit resté chaud, au moins jusque dans la partie basale du Tithonien supérieur. Nous ne présentons aucune données sur le Jurassique terminal.

6. Conclusion

La température des eaux de la plate-forme russe, assez basse au Callovien terminal et à l'Oxfordien basal (8 °C), a augmenté très rapidement au cours de l'Oxfordien moyen, pour atteindre 20 °C à l'Oxfordien supérieur. Cette augmentation serait localement liée à de meilleurs échanges avec les eaux chaudes de la Téthys, et probablement plus généralement à un réchauffement global du climat, confirmé par d'autres analyses isotopiques à l'échelle de l'Europe du Nord-Ouest. Au cours du Kimméridgien inférieur et du Tithonien–Volgien, les températures sont restées relativement stables, autour de 17 °C.

Les résultats de cette étude, sans nier la conception classique d'un climat chaud au cours du Jurassique supérieur (Hallam, 1985), témoignent de l'existence de conditions fraîches, au moins au début de l'Oxfordien, dans une région de latitude intermédiaire. Cette étude permet également de souligner la coïncidence entre l'élévation des paléotempératures et les données eustatiques, paléogéographiques et biogéographiques, même si la raison de l'interaction entre ces différents facteurs reste encore à élucider.

Remerciements : Cette étude a bénéficié du soutien du programme Péri-Téthys à travers le projet n° 95-96/28. Nous remercions Y. Dauphin, C. Durlet et A. Person pour les discussions enrichissantes.

Références

Anderson T.F., Popp B.N., Williams A.C., Ho L.Z. et Hudson J.D. 1994. The stable isotopic record of the Peterborough Member, Oxford Clay Formation (Callovian), U.K.: palaeoenvironmental implications, *J. Geol. Soc. London*, 151, 125–138

Barbin V., Ramsmeyer K., Debenay J.P. , Schein E., Roux M. et Decrouez D. 1991. Cathodoluminescence of recent biogenic carbonates: an environmental and ontogenetic fingerprint, *Geol. Mag.*, 128, 1, 19–26

Barskov I.S. 1970. Structure of the belemnitid rostrum, *Paleont. J.*, 4, 557–559

Berlin T.S., Naydin D.P. , Saks V.N., Teis R.V. et Khabakov A.V. 1966. Jurassic and Cretaceous climate in northern USSR, from palaeotemperature determinations, *Int. Geol. Rev.*, 9, 8, 1080–1092

Bowen R. 1961a. Palaeotemperature analysis of Mesozoic belemnoidea from Germany and Poland, *J. Geology*, 69, 75–83

Bowen R. 1961b. Palaeotemperature analysis of belemnoidea and Jurassic paleoclimatology, *J. Geology*, 69, 309–320

Bowen R. 1962. Palaeotemperature analysis of Jurassic belemnoidea from east Greenland, *Experientia*, 18, 10, 438–439

Brand U. et Morrison J.O. 1986. Biochemistry of fossil marine invertebrates, *Geosciences Canada*, 14, 85–107

Dercourt J., Ricou L.E. et Vrielynck B. (éds). 1993. *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*, Gauthier-Villars, Paris, 307 p. , 14 cartes

Ditchfield P. W. 1997. High northern palaeolatitude Jurassic–Cretaceous palaeotemperature variation: new data from Kong Karls Land, Svalbard. *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 130, 163–175

Ditchfield P. W., Marshall J.D. et Pirrie D. 1994. High latitude palaeotemperature variation: new data from the Tithonian to Eocene of James Ross Island, Antarctica. *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 107, 79–101

Enay R. 1980. Paléobiogéographie et ammonites jurassiques : rythmes fauniques et variations du niveau marin ; voies d'échanges, migrations et domaines biogéographiques, *Soc. géol. France, Mém. h.s,*. 10, 261–281

Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H.A. et Urey H.C. 1953. Revised carbonate–water isotopic temperature scale, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 64, 1315–1326

Frakes L.A., Francis J.E. et Syktus J.I. 1993. *Climate modes of the Phanerozoic*, Cambridge University Press, Cambridge, 274 p.

Fritz P. 1965. $^{18}O/^{16}O$ Isotopenanalysen und paläotemperaturbestimmungen an Belemniten aus dem Schwab-Jura, *Geol. Rdsch.*, 54, 261–269 (résumé en anglais)

Gerasimov P. A., Migacheva E.E., Naidin D.P. et Sterlin B.P. 1962. *Jurassic and Cretaceous deposits of the Russian Platform. Essays of the regional geology of USSR, Iss. 5.*, Moscow University Publish House, 196 p.

Hantzpergue P. 1989. *Les ammonites kimméridgiennes du haut-fond d'Europe occidentale. Biochronologie, Systématique, Évolution, Paléobiogéographie*, Cahiers de paléontologie CNRS, 428 p.

Hantzpergue P. 1995. Faunal trends and sea-level changes: biogeographic patterns of Kimmeridgian ammonites on the Western European Shelf, *Geol. Rdsch.*, 84, 245–254

Hantzpergue P. , Baudin F., Mitta V., Olferiev A. et Zakharov V. (sous presse). The Upper Jurassic of the Volga basin: ammonite biostratigraphy and occurrence of organic-carbon rich facies. Correlations between Boreal–Subboreal and Submeditarranean Provinces, *in* : Crasquin-Soleau S. et Barrier E. (éds.), *Epicratonic basins of Peri-Tethyan Platforms*, Peri-Tethys Memoir 4, Mem. Muséum nat. Hist. nat.

Haq B.U., Hardenbol J. et Vail P. R. 1988. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy chronostratigraphy and cycles of sea-level changes, *in:* Wilgus C.K., Hastings B.S., Posamentier H., Van Wagoner J., Ross C.A. et Kendall S.G. (éds), Sea-level changes: an integrated approach, *Spec. Pub. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, 42, 71–108

Hoffman A., Gruszczynski M., Malkowski K., Halas S., Matyja B.A. et Wierzbowski A. 1991. Carbon and oxygen isotope curves for the Oxfordian of central Poland, *Acta geologica polonica*, 41, 157–164

Kheshgi H.S. et Lapenis A.G. 1996. Estimating the accuracy of Russian paleotemperature reconstructions, *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 121, 221–237

Mesezhnikov M.S. (éd.) 1989. The Middle and Upper Oxfordian of the Russian Platform, Interdepartmental Stratigraphic Committee of the USSR. Trans., Vol. 19.

Naidin D.P. , Teis R.V. et Chupakhin M.S. 1956. Determination of the climatic conditions of some regions of the USSR during the Upper Cretaceous period by the method of isotopic palaeothermometry, *Geochem.*, 8, 752–764

Neige P. , Marchand D. et Bonnot A. 1997. Ammonoid morphological signal versus sea-level changes, *Geol. mag.*, 134, 261–264

Odin G.S. 1994. Geological time scale, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318, série II a, 52–71

Pirrie D., Doyle P., Marshall J.D. et Ellis G. 1995. Cool Cretaceous climates: new data from the Albian of Western Australia, *J. Geol. Soc. London*, 152, 739–742

Price G.D. et Sellwood B.W. 1997. 'Warm' palaeotemperature from high Late Jurassic palaeolatitude (Falkland plateau): ecological, environmental or diagenetic controls?, *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 129, 315–327

Saelen G., Doyle P. et Talbot M.R. 1996. Stable isotope analyses of belemnite rostra from the Whitby Mudstone Fm., England: surface water conditions during deposition of a marine black shale, *Palaios*, 11, 97–117

Sahagian D., Pinous O., Olferiev A. et Zakharov V. 1996. Eustatic curve for the Middle Jurassic–Cretaceous based on the Russian Platform and Siberian stratigraphy: zonal resolution, *AAPG Bull.*, 80, 9, 1433–1458

Shakelton N.J. et Kennett J.P. 1975. Palaeotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen isotope analyses in D.S.D.P. sites 277, 279 and 281, *Init. Rep. DSDP*, 29, 743–745

Sellwood B.W., Pirrie D. et Valdes P. J. 1994. Cooler estimates of Cretaceous temperatures, *Nature*, 370, 11, 453–455

Spaeth C. 1971. Aragonitische und calcitische Primärstrukturen im Schalenbau eines Belemniten aus der englischen Unterkreide, *Paläont. Zeitschr.*, 45, 1/2, 33–40

Spaeth C., Hoefs J. et Vetter U. 1971. Some aspects of isotopic composition of belemnites and related 'paleotemperatures', *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 82, 3139–3150

Tan F.C., Hudson J.D. et Keith M.L. 1970. Jurassic (Callovian) paleotemperatures from Scotland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 9, 421–426

Teis R.V., Chupakhin M.S. et Naidin D.P. 1957. Determination of palaeotemperatures from the isotopic composition of oxygen in calcite of certain Cretaceous fossil shells from Crimea, *Geochem.*, 4, 323–329

Teis R.V., Naidin D.P. et Saks V.N. 1968. Determination of late Jurassic and Early Cretaceous palaeotemperatures from the oxygen isotope composition of belemnite guards (en russe), *in:* Saks V.N. (éd.). Mesozoic marine fauna of the USSR. north and far east and their stratigraphic significance, *Siberian Branch, USSR Acad. of Sciences, Trans. Inst. Geol. Geophys.*, 48, 51–71

Veizer J. 1974. Chemical diagenesis of belemnite shells and possible consequences for paleotemperature determinations, *N. Jb. Paläont. Abh.*, 147, 91–111

Vinogradov A.P. 1968. *Atlas of the Lithological and Paleogeographical Maps of USSR. Vol. III: Triassic, Jurassic and Cretaceous*, Ministry of Geology of the USSR, Academy of Sciences of the USSR

Zakharov V.A. 1970. Late Jurassic and early Creatceous bivalves of the Siberian North and their ecology. Part. 2. Fam. *Astartidae Siberian Branch, USSR Acad. of Sciences, Trans. Inst. Geol. Geophys.*, 113

Ziegler P. A. 1988. *Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys*, AAPG Memoir 43, 198 p., 30 cartes