Paléorient

L'évolution des espaces littoraux du golfe Persique et du golfe d'Oman depuis la phase finale de la transgression post-glaciaire

Paul Sanlaville, Rémi Dalongeville

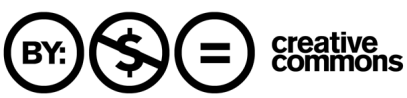
Citer ce document / Cite this document :

Sanlaville Paul, Dalongeville Rémi. L'évolution des espaces littoraux du golfe Persique et du golfe d'Oman depuis la phase finale de la transgression post-glaciaire. In: Paléorient, 2005, vol. 31, n°1. Anciennes exploitations des mers et des cours d'eau en Asie du Sud-Ouest. Approches environnementales. pp. 9-26;

doi : https://doi.org/10.3406/paleo.2005.4780

https://www.persee.fr/doc/paleo_0153-9345_2005_num_31_1_4780

Fichier pdf généré le 28/06/2022



Résumé

On présente ici un tableau général de l'évolution des espaces littoraux du golfe Persique et du golfe d'Oman durant l'Holocène, en insistant sur la forte mobilité de ces espaces au cours de cette période, en raison du rôle complexe de la mer, de la glacio-hydro- isostasie, des changements climatiques et hydrologiques et enfin de l 'intervention de l 'Homme. Un rappel est fait des données océanologiques des deux domaines marins. Sont ensuite analysés les différents secteurs géographiques et plus particulièrement étudiée l'évolution complexe des lagunes (notamment celle d'Umm al-Qowayn, dans les Emirats, et celle des paléolagunes de la plaine du Shinzani, au Makran). La grande mobilité des littoraux est attestée par les témoins des nombreuses lignes de rivage holocènes qui se regroupent, pour la plupart, en trois phases, 6 500-5 500 BP, 4 500-3 000 BP et 2 000-1 500 BP, que l'on retrouve à peu près partout. Le relèvement glacio-hydro-isostatique, faible, est général mais des zones sont tectoniquement actives (Makran) et l'eustatisme n 'est pas niable, même si leurs effets sont masqués ou perturbés par des changements océanologiques.

Abstract

A general view of the Holocene evolution in the Persian Gulf and the Gulf of Oman coastal areas is here proposed, laying emphasis on the strong mobility of these areas during the Holocene on account of the complex role of the sea, of glacio-hydro-isostasy, of climatic and hydrological changes and finally of Man interference. Oceanological data in both of these marine areas are recalled. The various coastal areas are described and the complex evolution of the lagunas (notably of the Umm al-Qowayn laguna in UAE and of the Shinzani paleolagunas in Makran) is more particularly studied. The important shoreline mobility is testified by the very numerous Holocene shorelines, the ages of most of them corresponding to three phases : 6 500-5 500 BP, 4 500-3 000 BP and 2 000- 1 500 BP, which can be observed almost everywhere. The glacio-hydro-isostatic uplift - weak - is general, but some areas are technically active (Makran), eustatism is undeniable, though their effects have been masked or disturbed by oceanological alterations through time.

BY: $ = creative commons

L'ÉVOLUTION DES ESPACES LITTORAUX DU GOLFE PERSIQUE ET DU GOLFE D'OMAN DEPUIS LA PHASE FINALE DE LA TRANSGRESSION POST-GLACIAIRE

P. SANLAVILLE et R. DALONGEVILLE

Persée creative commons

Résumé : *On présente ici un tableau général de l'évolution des espaces littoraux du golfe Persique et du golfe d'Oman durant l'Holocène, en insistant sur la forte mobilité de ces espaces au cours de cette période, en raison du rôle complexe de la mer, de la glacio-hydro-isostasie, des changements climatiques et hydrologiques et enfin de l'intervention de l'Homme. Un rappel est fait des données océanologiques des deux domaines marins. Sont ensuite analysés les différents secteurs géographiques et plus particulièrement étudiée l'évolution complexe des lagunes (notamment celle d'Umm al-Qowayn, dans les Émirats, et celle des paléolagunes de la plaine du Shinzani, au Makran). La grande mobilité des littoraux est attestée par les témoins des nombreuses lignes de rivage holocènes qui se regroupent, pour la plupart, en trois phases, 6 500-5 500 BP, 4 500-3 000 BP et 2 000-1 500 BP, que l'on retrouve à peu près partout. Le relèvement glacio-hydro-isostatique, faible, est général mais des zones sont tectoniquement actives (Makran) et l'eustatisme n'est pas niable, même si leurs effets sont masqués ou perturbés par des changements océanologiques.*

Abstract : *A general view of the Holocene evolution in the Persian Gulf and the Gulf of Oman coastal areas is here proposed, laying emphasis on the strong mobility of these areas during the Holocene on account of the complex role of the sea, of glacio-hydro-isostasy, of climatic and hydrological changes and finally of Man interference. Oceanological data in both of these marine areas are recalled. The various coastal areas are described and the complex evolution of the lagunas (notably of the Umm al-Qowayn laguna in UAE and of the Shinzani paleolagunas in Makran) is more particularly studied. The important shoreline mobility is testified by the very numerous Holocene shorelines, the ages of most of them corresponding to three phases : 6 500-5 500 BP, 4 500-3 000 BP and 2 000-1 500 BP, which can be observed almost everywhere. The glacio-hydro-isostatic uplift – weak – is general, but some areas are tectonically active (Makran), eustatism is undeniable, though their effects have been masked or disturbed by oceanological alterations through time.*

Mots Clefs : *Golfe Persique, Golfe d'Oman, Mer d'Oman, Holocène, Transgression postglaciaire, Lignes de rivage, Lagunes, Sebkhas, Glacio-hydro-isostasie, Néotectonique, Eustatisme, Radiocarbone.*
Key-Words : *Persian Gulf, Oman Gulf, Oman Sea, Holocene, Postglacial transgression, Shorelines, Lagoons, Sebkhas, Glacio-hydro-isostatic uplift, Neotectonics, Eustatism, Radiocarbon.*

Malgré la multiplication des recherches de terrain au cours des dernières décennies et des progrès accomplis dans les méthodes et les techniques, les espaces littoraux du golfe Persique et du golfe d'Oman restent encore mal connus. Les secteurs étudiés sont peu nombreux et n'occupent que des espaces limités. Les publications sont encore rares et dispersées ; beaucoup restent au stade des études préliminaires, les études approfondies demeurent exceptionnelles, géné-

 Manuscrit reçu le 2 février 2005, accepté le 7 juin 2005

ralement limitées à des secteurs étroits, sites archéologiques notamment. Enfin, dans certaines régions, on manque dramatiquement de données altimétriques précises. Aussi présenter un tableau d'ensemble relève-t-il quelque peu de la gageure.

On insistera d'abord ici sur la forte mobilité des espaces littoraux depuis le dernier maximum glaciaire, puis, après un bref rappel des données océanologiques et climatiques du domaine étudié, sera fait le point de nos connaissances sur les rivages du golfe Persique et de la côte d'Oman d'une part, sur la côte du Makran d'autre part.

LA MOBILITÉ DES ESPACES LITTORAUX

Depuis le dernier maximum glaciaire, voici environ 18 000 ans, les espaces littoraux du golfe Persique et du golfe d'Oman ont connu de considérables changements, même si ceux-ci ont été relativement lents et progressifs, plus sensibles à l'échelle du siècle, voire du millénaire, qu'à celle de la décennie. Cette mobilité des paysages et des milieux a été particulièrement forte entre 18 000 et 6 000 BP, lors de la grande remontée transgressive du niveau marin, mais il est difficile d'en mesurer les incidences sur les hommes puisqu'elle intéressait des zones aujourd'hui immergées ; elle a, certes, été moindre depuis, mais les conséquences en sont plus aisément mesurables et, surtout, elles affectent des sociétés humaines plus nombreuses et mieux organisées.

Dans cette mobilité des paysages, le rôle de la mer est de loin essentiel, en raison de la *transgression marine postglaciaire*. La remontée glacio-eustatique du niveau de l'Océan mondial est bien connue. Celui-ci se trouvait vers 120 m au-dessous du niveau actuel lors du maximum de la glaciation, tandis qu'il atteignait ou dépassait le niveau actuel autour de 6 000 BP. Des carottages réalisés sur la rive septentrionale du golfe Persique permettent d'en avoir une idée : des vases de marais d'eau douce, datées de 9 910 ± 110 BP, ont été atteintes à – 32 m dans le Khor al-Amaya, au sud de Fao, liées à un niveau marin situé peu au-dessous de cette cote[1] ; en bordure ouest de l'île de Bubiyan, au nord du Koweït, des tourbes d'eau douce ont été datées respectivement de 8 490 ± 100 BP à – 24,50 m, 8 450 ± 100 BP à – 24 m et 7 870 ± 90 BP à – 20 m, soulignant ainsi la remontée progressive du niveau marin avec lequel la nappe d'eau douce était en équilibre[2].

Parallèlement, d'importants *déplacements latéraux de la ligne de rivage* se produisaient. Lors du maximum glaciaire, le golfe Persique était totalement émergé. En raison de sa faible profondeur, son envahissement par les eaux marines n'aurait guère commencé avant 12 000 BP (fig. 1). La mer a repris alors progressivement possession de la cuvette et la transgression est arrivée à son terme vers 6 000 BP[3], le tracé littoral épousant alors fidèlement la topographie originelle et pénétrant profondément dans les dépressions.

Pour un niveau marin supposé constant, le travail de la mer s'est exercé, butant contre les reliefs en roches dures, mais érodant aisément les roches tendres, argiles et sables. Sous l'effet des vents dominants (notamment le *Shamal* dans le golfe Persique) et de la dérive littorale induite, les sables (sables continentaux accumulés en dunes dans la cuvette exondée du golfe Persique durant la période glaciaire ou sables marins coquilliers de sédimentation récente) ont formé des flèches isolant progressivement des lagunes, tandis que les sédiments les plus fins s'accumulaient dans les baies qu'ils tendaient à colmater. Il en est résulté de profonds changements dans le tracé littoral, signes d'une histoire complexe de la ligne de rivage et délicate à décrypter.

Si la côte arabique du golfe Persique a été, sauf exceptions, généralement considérée comme stable, il n'en a pas été de même pour la basse Mésopotamie ni surtout pour la côte iranienne ou les rives du golfe d'Oman. Les travaux de terrain les plus récents tendent à montrer que la tectonique holocène peut être considérée dans l'ensemble comme très faible, voire négligeable, sauf là où la présence d'épaisses strates de roches salifères favorise des déformations locales récentes, comme c'est le cas sur l'île de Qeshm, dans le détroit d'Ormuz[4]. On doit cependant prendre en compte le rôle de la *glacio-hydro-isostasie*. Lorsque le golfe Persique était à sec, le fond de la cuvette, soulagé du poids de l'eau qui l'occupait auparavant, s'est relevé sensiblement. Depuis la transgression postglaciaire, l'évolution a joué en sens inverse, le fond s'affaissant lentement sous le poids de l'eau, à un rythme variant suivant le relief local et l'épaisseur de la tranche liquide. D'après le modèle présenté par Lambeck[5], l'écart entre la courbe glacio-eustatique[6] et la courbe effective présumée serait maximal sur la côte méridionale du Golfe, entre Qatar et Abou Dhabi, et dans le détroit d'Ormuz, forte encore sur la côte mésopota-

1. GUNATILAKA, 1986.
2. AL-ZAMEL, 1985.
3. LAMBECK, 1996.
4. PIRAZZOLI *et al.*, 2004 ; REYSS *et al.*, 1998.
5. *Ibid.*
6. Courbe fondée sur un nombre faible, et d'ailleurs incomplet, de données altimétriques publiées de plages anciennes de la région.

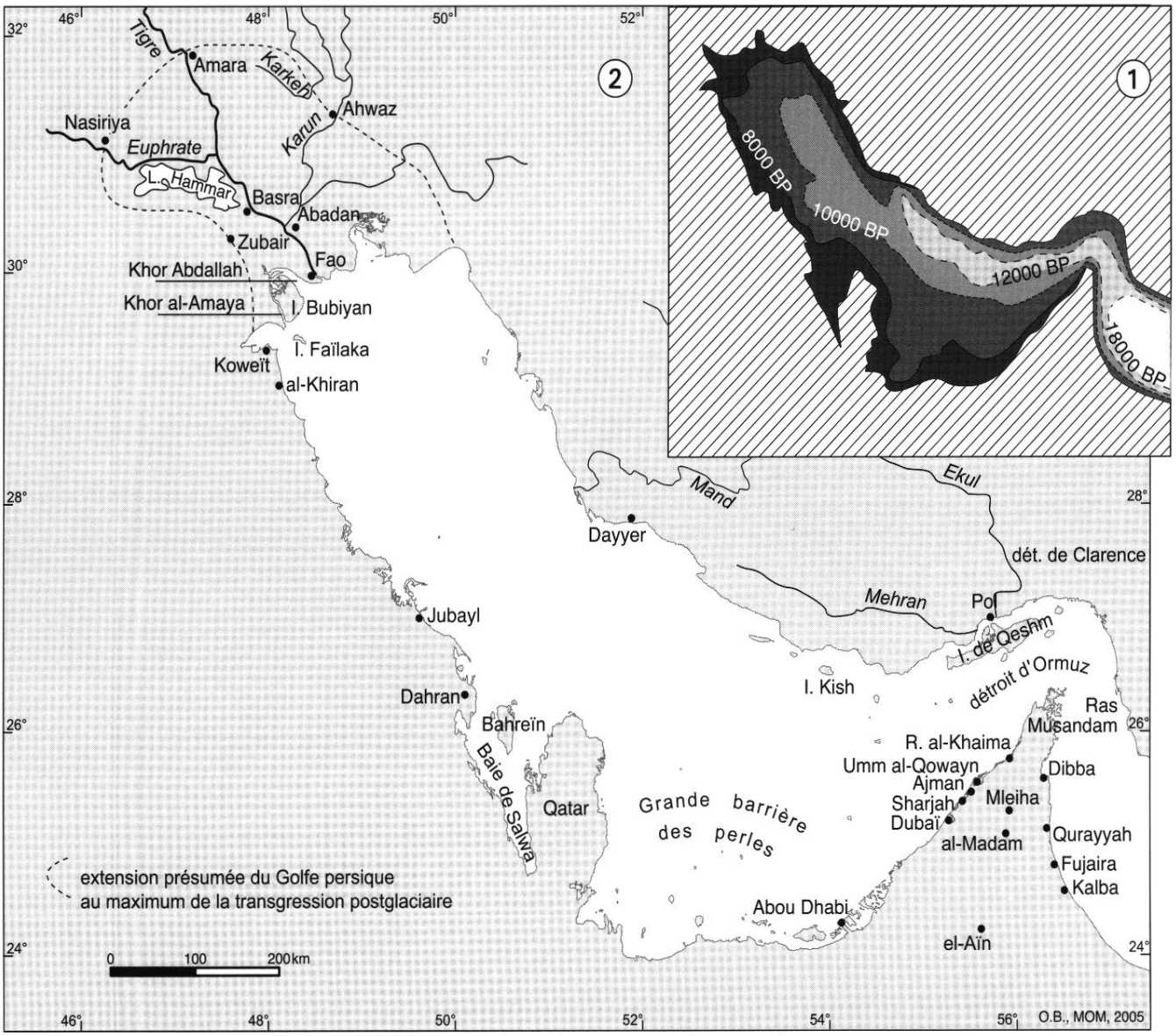


Fig. 1 : *La transgression postglaciaire dans le golfe Persique (d'après LAMBECK, 1996).*
Fig. 2 : *La côte du golfe Persique. Carte de localisation.*
Fig. 3 : *La côte septentrionale du golfe d'Oman et de la mer d'Oman. Carte de localisation.*

mienne, minimale en revanche en bordure du golfe d'Oman. Les courbes de remontée du niveau marin devraient donc être corrigées en conséquence et, par exemple, abaissées de près d'une dizaine de mètres en ce qui concerne les tourbes carottées dans la région de Fao, en basse Mésopotamie. D'après le modèle glacio-hydro-isostatique, les plages correspondant au maximum de la transgression se trouveraient aujourd'hui à deux ou trois mètres au-dessus du niveau marin là où l'écart entre les deux courbes est maximal, nettement plus basses, au contraire, en bordure du golfe d'Oman. Des recherches récentes effectuées sur la côte iranienne, tant dans le golfe Persique que sur la côte du Makran et fondées sur des prélèvements d'échantillons de coquilles et de coraux et des datations systématiques[7], ont montré que, en dehors des secteurs à substratum de roches salifères, les rivages holocènes datés – dont l'âge s'étale entre 6 210 ± 50 et 3 270 ± 45 BP – ne dépassent guère 2 à 3 m d'altitude, ce qui représente un soulèvement moyen annuel depuis l'Holocène moyen de 0,2 mm/an, correspondant à l'émergence prévue par le modèle glacio-hydro-isostatique[8].

Sur la côte iranienne du golfe d'Oman et au Makran, Page *et al.*[9] ont estimé que le soulèvement moyen augmentait d'ouest (Jask) en est (Ormara, où il serait de l'ordre de 0,1 à 0,2 cm/an), ce que confirme Vita-Finzi[10]. Nous avons observé dans la plaine du Shinzani, au Pakistan, des argiles lagunaires datées de 6 580 ± 85 BP et portées à plus de 10 m, ce qui représente un soulèvement moyen de 0,15 cm/an[11]. Par ailleurs, le modèle de Lambeck n'explique pas la présence de plusieurs plages successives se ravinant mutuellement et d'altitude variable : il semble bien qu'il faille faire appel à l'existence de petites variations eustatiques ou à de légers mouvements tectoniques différentiels ou, tout simplement, à des changements dans la dynamique littorale au cours de l'Holocène moyen et supérieur.

Enfin, dans certaines régions (notamment en basse Mésopotamie et au Makran), on manque cruellement de cartes précises et l'estimation de l'altitude d'un ancien rivage est donc fort difficile, surtout lorsque le lieu d'observation est éloigné du trait de côte actuel. Les choses sont plus aisées lorsque l'on se trouve à proximité du rivage. Mais, tant dans le golfe Persique qu'en bordure du golfe d'Oman, le marnage, relativement fort, peut varier sensiblement d'une région à l'autre et l'on dispose rarement d'un annuaire des marées. En fait, sur littoral meuble, la seule solution satisfaisante est d'évaluer la différence d'altitude entre le haut de la plage ancienne observée et le haut de la plage actuelle, en tenant compte toutefois du fait que la plage ancienne a pu être partiellement érodée ou, au contraire, surélevée par des apports dunaires. La marge d'erreur est de l'ordre de ± 1 m.

La mobilité des rivages est liée également aux *changements climatiques et hydrologiques*, malheureusement encore mal connus. L'existence de basses terrasses alluviales comme les données sédimentologiques fournies par les cuvettes lacustres ou palustres du Nefud ou du Rub al-Khali témoignent de périodes plus humides au cours de l'Holocène. La principale a été datée de l'Holocène inférieur, entre 9 500 et 6 000 BP[12] : la remontée vers le nord de la mousson africaine a alors entraîné une sensible augmentation des pluies d'été, conjuguée probablement, dans le nord du Moyen-Orient, avec un accroissement non négligeable des précipitations hivernales tempérées, ayant eu pour effet une meilleure alimentation des oueds et des nappes phréatiques, une amélioration de la couverture végétale et, très probablement, une extension des mangroves. Il en est donc résulté, globalement, des conditions de vie plus favorables aux hommes et la possibilité pour eux d'occuper des secteurs qu'ils ont dû ensuite abandonner lorsque les conditions arides se sont rétablies. Des preuves de cette période humide ont été trouvées dans les Émirats : près d'al-Aïn, des gastéropodes d'eau douce (*Melanoides tuberculata*) et des ostracodes (*Cyprideis torosa*, *Candona* Sp.) ont été datés de 9 700 ± 90 et 6 930 ± 75 BP[13], et des âges équivalents ont été trouvés à Falaj al-Moallah (9 470 ± 170 BP) et à al-Madam (6 950 ± 120 BP)[14], dans l'Émirat de Sharjah. D'autres pulsations climatiques, plus faibles, sont vraisemblables mais encore très mal documentées : des dépôts limoneux ont ainsi été datés de 5 090 ± 75 BP à al-Madam et de 4 990 ± 205 et 4 175 ± 110 BP à Mleiha[15] (fig. 2).

Sur la côte iranienne du golfe Persique, deux remplissages alluviaux séparés par une phase d'incision témoignent, au moins pour le premier, de changements climatiques : le dépôt de la terrasse supérieure aurait cessé vers 6 000 BP, tandis que la basse terrasse aurait commencé à se mettre en place voici

7. FONTUGNE *et al.*, 1997 ; REYSS *et al.*, 1998 ; PIRAZZOLI *et al.*, 2004.

8. Le soulèvement moyen annuel serait le même pour les rivages datant du dernier interglaciaire (âges entre 140 000 et 100 000 BP) et trouvés à une vingtaine de mètres d'altitude.

9. PAGE *et al.*, 1979.

10. VITA-FINZI, 1981.

11. SANLAVILLE *et al.*, 1991.

12. MCCLURE, 1976 ; SCHULZ and WHITNEY, 1986 ; SANLAVILLE, 1992 ; PETIT-MAIRE *et al.*, 1995.

13. GEBEL *et al.*, 1989.

14. DALONGEVILLE, 1999.

15. *Ibid.*

environ 1 250 ans[16]. Dans le golfe d'Oman, des alluvions du Rud i-Chaharu, à l'est de Jask, reposent sur une plage datée de 4 870 ± 100 BP[17] et lui sont donc postérieures (fig. 3). Dans le Makran pakistanais, des dépôts considérables de limons fins alluviaux se sont mis en place à l'Holocène et ont contribué largement au colmatage des lagunes et des baies. On ignore encore sous quel type de climat ils se sont déposés et ils n'ont pu être datés jusqu'ici ; toutefois, dans le bassin de la Dasht et surtout celui de la Nilag, où ils peuvent atteindre plus de 12 m d'épaisseur, la fin du remblaiement semble être contemporaine de l'installation de sites du III^{e} millénaire.

Ces variations climatiques ont pu affecter le régime, la direction et la force des vents, et entraîner des modifications dans la propagation des courants littoraux et dans l'évolution des flèches sableuses et des cordons littoraux (par rupture ou engraissement), ce qui a alors eu pour conséquence des changements importants dans les baies et les lagunes, des reprises d'érosion ou, au contraire, de sédimentation sur les plages. Ainsi pourrait s'expliquer la présence, dans un secteur donné, de cordons de plage plus ou moins élevés suivant les époques.

On ne saurait, bien sûr, négliger le *rôle de l'Homme* dans les transformations des paysages. Certes, les bouleversements les plus importants datent seulement de quelques décennies : espaces gagnés sur la mer à Bahreïn ou dans les Émirats, urbanisation intense et ses conséquences sur le milieu littoral, profondes perturbations dans le fonctionnement des lagunes et des baies, se traduisant notamment par l'accélération de leur colmatage, etc. Mais la pression de l'Homme s'exerce depuis des millénaires et a pu être localement très efficace dans ce milieu aride très fragile. C'est sans doute la dégradation de la végétation pour le bois de feu et le pacage des ovins et des caprins qui a été le phénomène le plus important. Elle a entraîné l'exacerbation de l'érosion, l'augmentation de la charge des oueds et des rivières, l'apport intense de matériaux grossiers ou fins colmatant les fonds de vallées, les lagunes et les baies, mais aussi l'abaissement des nappes phréatiques du fait d'une infiltration réduite par un ruissellement plus intense.

LE MILIEU MARIN ET LITTORAL

Si la plus grande partie du domaine étudié est aride, voire hyperaride, le golfe Persique et le golfe d'Oman présentent des caractères assez différents dans la mesure où le golfe Persique est une mer épicontinentale, semi-fermée et de faible profondeur, tandis que le golfe d'Oman et la mer d'Oman appartiennent au vaste domaine de l'océan Indien.

Avec une profondeur moyenne de 35 m et des fonds qui dépassent rarement 80 m, le golfe Persique présente un profil transversal sous-marin très dissymétrique issu de la tectonique des plaques, avec des pentes très douces le long de la côte arabe, particulièrement entre le Qatar et les Émirats Arabes Unis, ainsi que dans le détroit de Clarence, entre l'île de Qeshm et le continent, mais un profil accore le long des côtes iraniennes. Dans le golfe d'Oman, le plateau continental est étroit et les fonds plongent très vite au-dessous de 1 000 m.

Le tracé littoral et le grand développement des hauts fonds entraînent de forts marnages dans le golfe Persique, notamment à proximité de la plaine mésopotamienne (2,5 m à Bahreïn, 3,5 m à Koweït) et plus encore (5 m) autour de l'île de Qeshm. Dans le Shatt al-Arab, la marée dynamique remonte bien au-delà de Basra (où il y a encore 1 m de marnage, à 150 km de la mer), pour être sensible encore dans le lac al-Hammar. Les courants de marée peuvent dépasser 2 km/h et jouent un rôle notable dans l'évolution du tracé littoral. En mer d'Oman, le marnage varie beaucoup moins et se tient en général entre 2 et 3 m.

Le golfe Persique reçoit de très faibles quantités d'eau douce. Les précipitations locales sont indigentes et la côte arabe est dépourvue totalement d'organismes fluviatiles permanents ; les oueds n'y fonctionnent qu'épisodiquement et très localement. Par ailleurs, le Shatt al-Arab n'apporte que des quantités d'eau douce relativement faibles (environ 6 000 m^3/sec), en provenance essentiellement du Karun iranien. Il en résulte deux conséquences essentielles. D'une part, l'évaporation entraîne un fort déficit qui doit être compensé, surtout en été, par d'imposantes arrivées d'eau en provenance de l'océan Indien, avec une dissymétrie de circulation des courants qui respecte celle de la bathymétrie (fig. 4). D'autre part, la salinité est élevée ; de 36 à 39‰ le long de la côte iranienne, elle s'abaisse brutalement au débouché du Shatt al-Arab (30‰ au droit du Koweït), mais se relève progressivement vers le sud (38‰ au nord du Qatar) pour atteindre des concentrations très fortes dans les grandes baies du sud (59,2 ‰ au fond de la baie de Salwa). Le mélange des eaux douces et salées mais aussi les apports de sels minéraux en provenance du continent déterminent une nette richesse halieutique, bien supérieure à celle de la mer Rouge, mais la salinité, trop élevée, gêne ou même interdit le développement

16. VITA-FINZI, 1978.
17. VITA-FINZI, 1981.

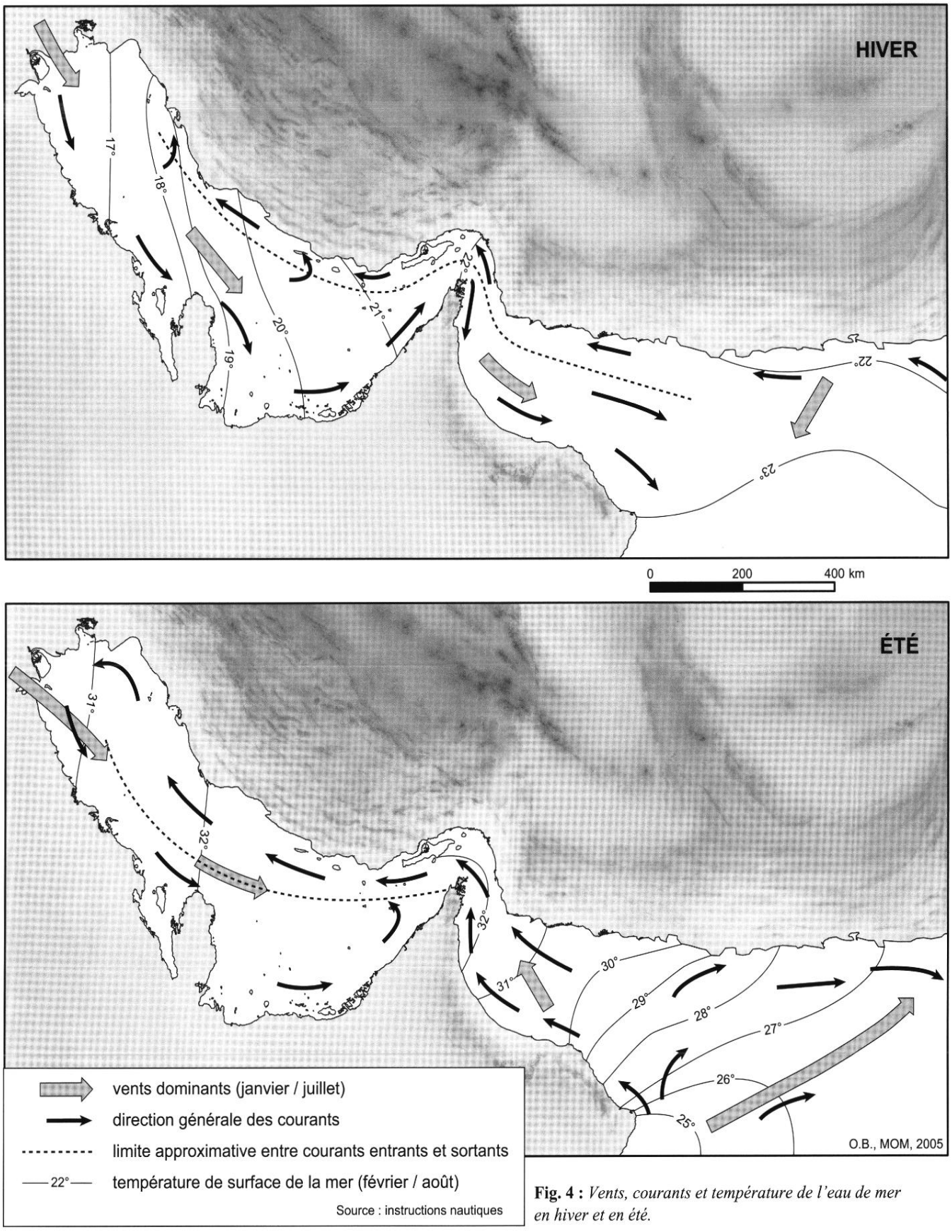


Fig. 4 : *Vents, courants et température de l'eau de mer en hiver et en été.*

des coraux ou des mangroves. Or la salinité a varié au cours des millénaires, diminuant lors des périodes humides, augmentant au contraire lors des phases d'aridification.

Par ailleurs, le golfe Persique a des eaux chaudes dans l'ensemble mais, en raison des faibles profondeurs et de l'action des vents (évaporation instantanée), les variations diurnes et surtout saisonnières sont assez importantes, surtout en hiver (fig. 4). En hiver, la température de surface est inférieure à 18 °C au nord de Bahreïn, interdisant coraux et mangroves, mais elle augmente progressivement vers le sud (22 °C au Ras Musandam). Il en résulte qu'il n'existe pas de mangrove au nord du 27° parallèle ; elle se développe dans le sud mais elle est constituée exclusivement de peuplements d'*Avicennia marina*, seul capable de s'adapter aux salinités élevées et aux conditions thermiques[18]. Toutefois, des analyses anthracologiques réalisées sur des sites archéologiques semblent montrer que des Rhizophoracées auraient poussé dans le sud du Golfe au moins jusqu'à l'époque classique[19].

Le rôle des vents et des courants est évidemment très important pour comprendre le régime des houles ainsi que le tracé et l'évolution des côtes basses (fig. 4). Le vent du nord (le *Shamal*) souffle la plus grande partie de l'année, dans l'axe du Golfe. Régulier et modéré en général, il peut aussi devenir brutal et violent, notamment en hiver durant le passage des fronts froids. Le *Sharqi*, vent du sud-est, se fait sentir surtout en été, où il prolonge les vents de mousson (la mousson elle-même n'atteint pas le Golfe) et s'accompagne d'un ciel bouché ; il précède aussi souvent, en hiver, l'arrivée des perturbations et peut alors souffler très fort. Par vent fort se lève sur le Golfe une houle courte, dure et hachée qui rend la navigation difficile, voire dangereuse dans les zones de hauts-fonds[20]. Du fait de la prédominance du vent du nord, la dérive littorale est généralement nord-sud ; c'est elle, par exemple, qui, après avoir érodé la côte septentrionale, construit et entretient la grande flèche sableuse qui prolonge vers le sud l'île principale de Bahreïn. Dans les baies et les rentrants s'établit souvent un contre-courant d'orientation inverse. Sur la côte des Émirats Arabes Unis, la dérive, épousant le dessin de la péninsule arabique, devient d'abord ouest-est, face à Abou Dhabi, puis SO-NE, poussant devant elle les sables marins et les modelant en cordons littoraux fermant plus ou moins les lagunes.

Dans le golfe d'Oman et la mer d'Oman, c'est le régime contrasté de la mousson qui ordonne le régime des vents et des courants[21]. Amorcée en octobre avec des vents variables, la mousson de nord-est fonctionne surtout du début de novembre à la fin de février, avec un maximum en décembre et janvier (fig. 4). Elle se caractérise par des brises de nord-est stables et modérées et la mer est en général belle et propice à la navigation. La mousson induit une dérive littorale modérée d'est en ouest sur la côte irano-pakistanaise mais sud-nord sur la côte d'Oman au nord de Mascate. Les tombolos d'Ormara et de Gwadar protègent les baies occidentales, qui sont alors bien abritées. La mousson estivale de sud-ouest – la mousson proprement dite – est à la fois plus longue, plus régulière et plus violente ; elle apporte de fortes pluies sur l'Inde, des pluies nettement plus faibles et plus irrégulières sur la montagne d'Oman et le Makran. Amorcée dans la deuxième quinzaine d'avril, elle s'établit vraiment dans la deuxième quinzaine de mai et souffle avec une grande force de juin à septembre (fig. 4). La mer est forte, la côte est battue par une houle violente qui interdit toute activité halieutique et génère une importante dérive littorale ouest-est sur la côte du Makran. Il faut ajouter à cela que la région est affectée par des cyclones en provenance de l'est et se produisant essentiellement en mai-juin mais plus encore en octobre-novembre ; leur fréquence et leur intensité augmentent vers l'est[22].

L'orientation, l'intensité et la fréquence des vents violents varient plus ou moins d'une année à l'autre mais aussi d'une période à l'autre suivant des cycles de longueur d'onde variée. On sait, par exemple, qu'entre 9 600 et 6 000 BP la mousson d'été a été beaucoup plus puissante qu'aujourd'hui, que les pluies d'été ont affecté des espaces beaucoup plus vastes et que les remontées d'eaux froides étaient également plus intenses en mer d'Oman[23]. Les mangroves étaient alors plus nombreuses, plus vastes et plus développées qu'actuellement.

LA CÔTE ARABE DU GOLFE PERSIQUE

Elle est avant tout caractérisée par une très forte aridité. En dehors du Koweït et du Ras Musandam, il tombe moins de 100 mm d'eau par an, durant l'hiver. Les températures sont très élevées, le vent fréquent, l'évaporation considéra-

18. GLOVER, 1998.
19. TENGBERG et LOMBARD, 2001.
20. SANLAVILLE, 2000.
21. SANLAVILLE and PRIEUR, 2005.
22. WEISS, 1985.
23. PRELL and VAN CAMPO, 1986.

ble (environ 6 m/an). Par ailleurs aucun apport d'eau ou de sédiment par un organisme fluviatile n'intervient. La côte est dans l'ensemble basse et plate, faisant alterner caps rocheux, généralement calcaires, et vastes baies sableuses bordées de grès de plage (*beachrock*), souvent plus ou moins fermées par des flèches sableuses ou des cordons littoraux derrière lesquels se logent lagunes et sebkhas. Sous le vent d'un îlot, les sables se déposent en formant une flèche en queue de comète qui s'allonge progressivement et peut former un cordon littoral qui isole une lagune. Entre Bahreïn et les Émirats, les lagunes et certains fonds de baie abritent des mangroves de palétuviers qui ne prennent un grand développement que dans les lagunes des Émirats, notamment dans celle d'Umm al-Qowayn parce que sa taille, ses multiples flèches à crochets et sa double ouverture (sud et nord) laissent à la marée la liberté de s'exprimer. Lorsqu'un cordon littoral finit par isoler totalement une lagune et de manière durable, celle-ci se comble du fait des apports de sables éoliens et, dans ce contexte désertique, évolue très vite en sebkha. La dépression est parfois envahie par l'eau de mer en périodes de forte marée ou de tempête ; elle est souvent aussi partiellement inondée durant les hivers pluvieux par suite de la remontée de la nappe, toujours très proche et entraînant la précipitation de sels en surface. Au contraire, en été, la partie supérieure s'assèche et les grains de sable et les particules de sel et de gypse sont emportés par le vent. L'efficacité de la déflation s'arrête au-dessus de la zone de remontée capillaire de la nappe, où s'est formée une croûte gypseuse. En revanche, dès que le plancher de la sebkha s'élève trop au-dessus de la nappe, il s'assèche et les sables s'y déplacent sans se fixer ; la déflation entretient donc la forme sans la faire évoluer notablement[24]. En général dénuées totalement de végétation, les sebkhas sont des milieux particulièrement inhospitaliers.

Les secteurs littoraux montrent pour la plupart un important engraissement des plages, avec une nette avancée sur la mer au cours de l'Holocène moyen et supérieur. Ainsi, au Koweït, sur la côte méridionale de l'île de Bubiyan, île basse et argileuse appartenant au vaste complexe deltaïque du Shatt al-Arab, se sont édifiés plusieurs cordons littoraux coquilliers, dont le plus ancien est daté de 3 500 BP et le plus récent de 2 800 BP[25]. Dans l'extrême sud du Koweït, le littoral d'al-Khiran présente quatre cordons littoraux oolithiques successifs : le premier a été daté de 5 500 ± 70 BP, le plus récent de 2 370 ± 70 BP. Ces cordons isolent une vaste sebkha, le gain total sur la mer depuis le maximum transgressif étant de 5 km[26]. Entre la ville de Koweït et la frontière saoudienne, la côte est aujourd'hui en net recul[27]. À Ras al-Qulayah, la falaise vive montre, vers + 1 m, une plage située entre deux dunes oolithiques et datée de 4 950 ± 110 BP[28]. Les contours de l'île de Faïlaka ont subi de multiples retouches et les sédiments marins coquilliers ont construit, notamment entre 6 400 et 3 900 BP, des bourrelets successifs que les hommes ont occupés : à Tell Khazneh, dans l'angle sud-ouest de l'île, un site archéologique de l'âge du Bronze s'installe sur une plage en cours d'engraissement entre 4 160 ± 110 et 3 890 ± 100 BP[29].

À Bahreïn, les vents et courants littoraux dominants du nord entraînent les sables vers le sud. Sur la côte orientale, au Ras Hayyan, un îlot a été rattaché à l'île principale par une double flèche sableuse (*tombolo* double) isolant une sebkha. Le cordon littoral témoigne d'un niveau marin supérieur d'environ 2 m à l'actuel, qui a été daté de 6 940 à 6 670 BP[30] et de 5 070 ± 160 BP[31]. Dans le secteur de Jurdab (NE de l'île), un *beachrock* a été daté de 4 875 ± 70 BP et a pu être rattaché à un niveau de + 1 m environ[32]. Les cordons internes se sont édifiés entre 4 900 ± 150 et 4 230 ± 140 BP pour une première génération, entre 3 925 ± 65 et 3 130 ± 130 BP[33] (avec un arrêt vers 3 380 ± 180 dans le secteur d'al-Jazayr)[34] pour une deuxième génération. Dans le sud-ouest de l'île principale, abrité partiellement par l'île d'Umm Nasan, la côte a progradé d'environ 5 km depuis le maximum post-glaciaire. Plusieurs cordons littoraux sont visibles, isolant une vaste sebkha. Leur disposition montre que la genèse de ces formes a été complexe, avec des alternances de construction – qui ont pu aller jusqu'à un rattachement de l'île Umm Nasan à l'île principale – et de recoupements par l'érosion littorale. Les cordons internes se sont édifiés entre 4 900 ± 150 et 4 230 ± 140 BP, le plus récent entre 3 330 ± 180 et 3 130 ± 130 BP[35].

24. SANLAVILLE, 2000.

25. AL-ASFOUR 1982 ; AL-ZAMEL, 1985 ; DALONGEVILLE et SANLAVILLE, 1987.

26. GUNATILAKA, 1986.

27. En grande partie à cause des aménagements côtiers (ports, digues, jetées), qui ont bouleversé le régime des houles et de la dérive littorale.

28. SANLAVILLE *et al.*, 1987.

29. DALONGEVILLE, 1990.

30. DOORNKAMP *et al.*, 1980.

31. SANLAVILLE and PASKOFF, 1986.

32. DALONGEVILLE et PRIEUR, à paraître.

33. Il s'agit en fait d'un plancher lagunaire à cérithes. DALONGEVILLE et PRIEUR, à paraître.

34. DOORNKAMP *et al.*, 1980.

35. *Ibid.*

Les fouilles du site archéologique littoral de Qalaat al-Bahreïn ont permis de faire quelques observations sur les variations de la ligne de rivage au droit du site. Vers 3 000 BC, le trait de côte passait au sud de la forteresse ormuzo-portugaise. Il s'est ensuite progressivement déplacé vers le nord et se trouvait sensiblement au-delà du trait de côte actuel vers 1 200 BC ; la sédimentation a été particulièrement importante entre 3 430 ± 120 et 3 030 ± 120 BP. À l'époque hellénistique, enfin, le niveau marin était sensiblement inférieur au niveau actuel[36], même si on retrouve localement un *beachrock* daté de 1 940 ± 65 BP[37], sensiblement au niveau des hautes mers actuelles, mais il est vrai en position de mode battu ; il en était de même alors sur l'île de Faïlaka[38] ainsi que sur la côte de la Mésopotamie[39].

En Arabie saoudite, des plages holocènes, hautes de 2 à 3 m, ont été décrites en différents secteurs : près de Jubail et de Dhahran, à Ras Tanoura et jusqu'au fond de la baie de Salwa ; la plus ancienne daterait de 6 020 ± 80 BP, mais l'âge des huit autres plages observées s'étale entre 3 380 ± 180 et 4 670 ± 190 BP[40].

La vaste péninsule calcaire de Qatar, ceinturée de falaises, présente d'assez nombreux témoins de rivages attribuables au dernier interglaciaire et se tenant entre 3 et 9 m. Depuis le maximum transgressif postglaciaire la côte s'est avancée de plusieurs kilomètres, notamment dans le sud-est et en bordure du golfe de Salwa. Il s'agit de vastes sebkhas supralittorales[41]. Des plages à galets et coquilles ont été datées de 4 340 ± 180 et 3 930 ± 130 BP[42].

À l'est de la péninsule de Qatar, s'étendent de vastes hauts-fonds ne dépassant guère 10 à 20 m de profondeur avec des constructions coralliennes ceinturant des îlots de roches salifères – l'ensemble étant connu sous le nom de « Grande barrière des perles » – qui protègent efficacement des fortes houles la côte de l'Émirat d'Abou Dhabi. La côte des Émirats est caractérisée par un grand développement des lagunes, surtout dans la région d'Abou Dhabi. Le rivage du maximum holocène est marqué par une petite falaise tronquant les assises de roches carbonatées d'âge tertiaire. Une surface argileuse fortement chargée en sels (sebkha) d'une dizaine de kilomètres de largeur moyenne sépare le trait de côte actuel du rivage du maximum holocène[43]. L'agglomération d'Abou Dhabi s'est étendue sur un ensemble d'îles et d'estrans sablo-vaseux gagnés sur la mer au sein d'un vaste complexe lagunaire bordé côté mer par un cordon de sables oolithiques marins et dunaires, situés parfois en arrière de récifs coralliens. On a distingué dans la sebkha quatre séries de sédiments holocènes, tous plus ou moins marins. D'après 36 datations au radiocarbone, la transgression marine se situerait entre 7 000 et 4 000 BP, avec un niveau maximum à + 1 m antérieur à 4 000 BP[44].

Entre Dubaï et Ras al-Khaima, on retrouve une série de lagunes en voie de colmatage plus ou moins avancé. La mer transgressive postglaciaire a rencontré devant elle une topographie irrégulière de grandes dunes pléistocènes orientées SE-NO séparées par de larges couloirs à fond plat correspondant à un ancien glacis et parcourus par un réseau d'oueds élémentaires. La mer s'est avancée dans les couloirs en grandes invaginations formant des *khors*, notamment là où des oueds plus importants débouchaient (*ria* de Dubaï, par exemple). La lagune d'Umm al-Qowayn, qui semble correspondre à l'ancienne embouchure de l'oued Dhayd, est la plus vaste et témoigne de nombreuses périodes d'occupation par l'Homme. Elle a fait l'objet de multiples missions d'études tant géomorphologiques qu'archéologiques[45]. Sous l'effet de la dérive littorale SSO-NNE une flèche sableuse s'est installée au-dessus d'une crête d'avant-côte immergée. Des séries de crochets se sont greffées dessus, tandis que la flèche elle-même connaissait des alternances de périodes d'allongement et d'épaississement et d'autres, d'affaiblissement et de rupture. L'analyse morphosédimentaire fine des cimentations carbonatées de type *beachrock* ou des dalles stromatolithiques correspondant à d'anciens tapis algaires et des séries de datations au radiocarbone ont permis d'identifier au moins six générations de flèches et de cordons (fig. 5). La lagune a été d'abord très largement ouverte, avec une flèche libre, des fonds importants et de forts courants de marée qui entretenaient l'ouverture, mais elle devait déjà abriter les premières mangroves, sans doute à l'abri de l'extrémité de la flèche, comme semblent l'indiquer des bois de palétuvier trouvés dans la lagune voisine d'Ajman et datés de 6 540 ± 120 et 5 570 ± 100 BP. D'autres indices vont dans ce sens : on a retrouvé, associées à des artefacts lithiques de la période Obeid (5 890 ± 120 BP), des valves d'huîtres (*Saccostrea*

36. PASKOFF and SANLAVILLE, 2005.
37. DALONGEVILLE et PRIEUR, à paraître.
38. SANLAVILLE *et al.*, 1987 ; DALONGEVILLE, 1990.
39. SANLAVILLE, 1989.
40. FELBER *et al.*, 1978 ; RIDLEY and SEELEY, 1979 ; MCCLURE and VITA-FINZI,1982.
41. PERTHUISOT, 1977.
42. TAYLOR and ILLING, 1969.
43. PURSER, 1983.
44. EVANS *et al.*, 1969.
45. DALONGEVILLE *et al.*, 1993, 1998.

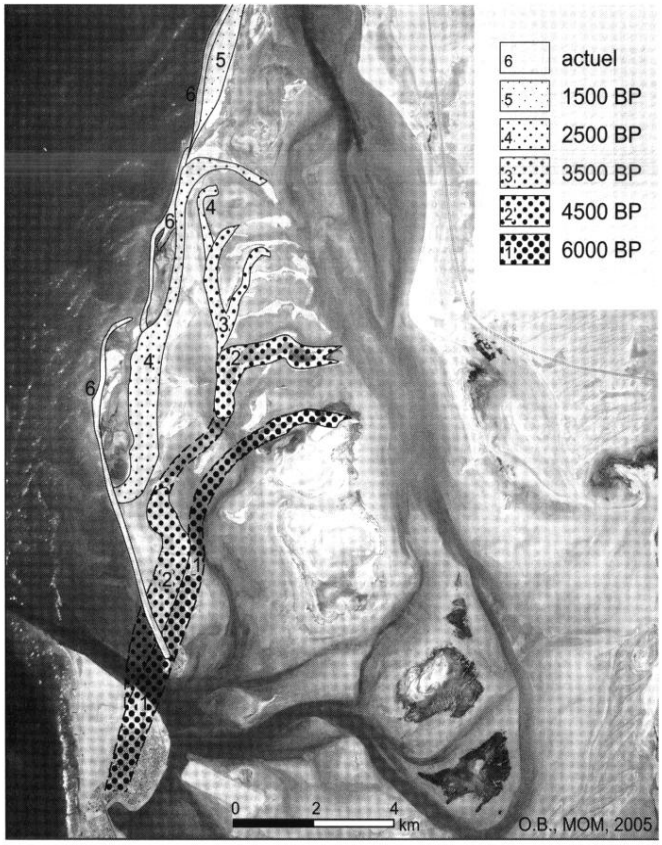


Fig. 5 : *La lagune d'Umm al-Qowayn (Émirats Arabes Unis).*

cucullata) consommées par les hommes et portant les empreintes de leur support de fixation, à savoir des pneumatophores ou bien l'écorce du palétuvier avec ses ostioles. Vers 5 500 BP, le niveau marin relatif est supérieur d'environ 2 m à l'actuel. Les dépôts prouvent à la fois un retrait de la mer et un abaissement de son niveau avant une remontée autour de + 1,50 m vers 4 500 BP. Les mangroves montrent alors un plus grand développement mais, dans certains secteurs, le colmatage favorise l'évolution en sebkha (présence de gypse) ; toutefois le colmatage n'a pas été très rapide car aucun oued important ne débouche dans la lagune[46]. Installée d'abord au sud vers 6 000 BP, la lagune s'est ensuite étirée de plus en plus vers le nord ; son extension maximale s'est produite vers 3 500 BP, une rupture du cordon littoral dans sa partie sud est intervenue vers 2 600 BP et une quasi fermeture vers 1 500 BP par un cordon qui est le dernier gradin des cordons adossés aux dunes pléistocènes. Aujourd'hui la lagune connaît un important colmatage, tandis que le cordon littoral est érodé par les houles et recule, nécessitant des travaux de protection littorale dans sa partie sud. Les auteurs[47] notent un appauvrissement progressif de la mangrove, d'après l'évolution de la faune : la faune à *Terebralia palustris* a été peu à peu remplacée dans les comptages par la faune à *Marcia hiantina* qui colonise les estrans sablo-vaseux. Cela rejoint les observations de Glover[48] sur le recul de *Terebralia palustris* au cours des derniers millénaires (elle aurait disparu du golfe Persique et se maintiendrait seulement sur la côte d'Oman, notamment à Khor Kalba)[49].

Sur la côte d'Oman, Hannss[50] a signalé la présence fréquente de plages holocènes entre la capitale et Ras al-Hadd. Un certain nombre d'entre elles ont été datées, les âges s'échelonnant de 5 960 ± 100 à 1 848 ± 65 BP, avec une dizaine de dates groupées entre 4 300 et 3 000 BP et trois entre 5 025 et 4 766. La plage la plus ancienne se tient vers + 2 à 3 m. Dalongeville et Prieur[51], qui ont étudié la côte omanaise des Émirats Arabes Unis, ont trouvé à Qurayyah, au nord de la ville de Fujairah, une coupe montrant, outre la plage actuelle, trois plages holocènes consolidées en *beachrock* et emboîtées (la plus ancienne est à + 2 m). À Dibba, deux plages emboîtées ont été datées respectivement de 5 520 ± 110 et 3 460 ± 80 BP. Dans ce secteur, trois datations de plages tournent autour de 5 300 BP ; la plage la plus récente date quant à elle de 2 080 ± 90 BP. Enfin, d'après Vita-Finzi[52], la péninsule de Musandam aurait connu une subsidence de 60 m vers le nord-est au cours des 10 000 dernières années, ce qui est considérable.

LA CÔTE IRANIENNE DU GOLFE PERSIQUE

Assez peu étudiée jusqu'ici, semble-t-il, elle est très différente de la côte arabique. Des montagnes plissées la dominent, donnant généralement une côte rocheuse au tracé accidenté qui présente des successions de criques et de pointes avec, de loin en loin, des deltas-cônes de déjection au débouché des rivières descendues du Zagros et alimentées par des précipitations sen-

46. L'embouchure de l'ouadi Dhayd est située plus au nord et ses alluvions ne contribuent pas au colmatage de la lagune car la dérive littorale les entraîne vers le nord.

47. DALONGEVILLE *et al.*, 1993, 1998.

48. GLOVER, 1998. L'auteur note, par ailleurs, que l'on trouve sur la côte d'Oman des témoins archéologiques de la présence autrefois de *Telescopium telescopium,* hôte lui aussi des mangroves.

49. L'âge le plus jeune obtenu sur un *Terebralia* trouvé en stratigraphie est de 845 ± 60 BP, dans la lagune d'Ajman (DALONGEVILLE, non publié).

50. HANNSS, 1998.

51. DALONGEVILLE et PRIEUR, 1998.

52. VITA-FINZI, 1998.

siblement plus importantes que sur la côte arabique. C'est une région tectoniquement active. Toutefois, d'après Vita-Finzi, le soulèvement n'aurait jamais dépassé 7 mm/an au cours des 7 000 dernières années[53] et certains chercheurs considèrent que le soulèvement holocène serait seulement de l'ordre de 0,2 mm/an (coquilles marines datées de 3 270 ± 45 BP à 1,5 ± 0,5 m à Dayyer et 3 610 ± 35 BP à 2,5 m ± 2,5 m à Pol, où le marnage atteint 5 m), sauf dans les secteurs à diapirs de roches salifères, comme dans les îles de Kish ou de Qeshm[54].

Dans le rentrant de l'île de Qeshm, l'existence d'un fort marnage et l'embouchure d'une rivière importante, la Mehran, ont permis l'apparition d'un paysage morphosédimentaire original[55]. Coulant dans un long synclinal rectiligne, alimentée par des affluents descendus des montagnes environnantes et débouchant en face de l'île de Qeshm, la Mehran se termine par un delta très plat (pente de 0,04 %), limoneux, d'environ 12 km de rayon et s'avançant largement dans le détroit de Clarence. Le delta proprement dit passe progressivement à une zone inondée périodiquement par les plus fortes marées ou les eaux de crue de la rivière : argileuse, nue ou recouverte de Chénopodiacées, elle est parcourue par un dense réseau de chenaux de marée. À la périphérie se trouve une ceinture de mangrove à palétuviers (*Avicennia*), au-delà de laquelle découvre à marée basse, sur une quinzaine de kilomètres de largeur, un vaste estran vaseux ne laissant pour la navigation qu'un chenal étroit. Au fur et à mesure de la progression du colmatage, la ceinture de mangrove s'est déplacée, abandonnant derrière elle de vastes zones salées et dénudées.

LA BASSE MÉSOPOTAMIE

La basse Mésopotamie a été affectée profondément par la remontée des eaux du golfe Persique lors de la transgression post-glaciaire. Certes, la position des auteurs n'est pas unanime à ce sujet. S'appuyant sur des textes anciens, Morgan[56] pense que le golfe Persique s'étendait jusqu'à Amara et Ahwaz en 696 av. J.-C. Lees et Falcon[57], au contraire, affirment que l'on n'a aucune preuve que la côte ait pu passer au nord de son tracé actuel depuis le Pliocène. Mais Larsen[58] estime que le maximum transgressif postglaciaire a, vers 4 000 à 3 000 av. J.-C., porté la ligne de rivage non loin des villes sumériennes. Cette thèse est confirmée et précisée par Sanlaville[59], sur la base d'arguments morphologiques et archéologiques (fig. 2).

Cette région, basse et plate, était submergée saisonnièrement (été et début d'automne), avant la construction des grands barrages, par les eaux de crue du Tigre et de l'Euphrate ; elle comportait encore récemment de vastes zones marécageuses ainsi que l'immense lac Hammar, dans ce qui était, en fait, un vaste delta intérieur. L'assèchement de la cuvette du golfe Persique lors de la dernière glaciation a entraîné une incision du sud de la Mésopotamie par les fleuves et leurs affluents, ainsi qu'un abaissement général de la topographie qui se raccordait alors à l'ancien fond du golfe Persique. Lors de la transgression postglaciaire, la mer a donc pénétré assez profondément dans le sud de la Mésopotamie. Les carottages effectués en différents points, notamment à Zubair, Qurmat Ali (à la confluence du Tigre et de l'Euphrate) et jusqu'à Amara, montrent, sous des alluvions fluviatiles peu épaisses, une formation (appelée *formation Hammar,* car on la trouve souvent, en coupe ou en surface autour du lac Hammar) dont la faune (foraminifères, lamellibranches, gastéropodes) est marine ou estuarienne (avec mélange de faune marine et de faune d'eau douce). Des dépôts marins ou lagunaires trouvés autour du Khor al-Hammar ont donné des dates s'étalant entre 5 730 ± 210 et 4 310 ± 160 BP, un âge de 4 770 ± 140 étant attribué à un échantillon trouvé à plus de 5 m d'altitude[60].

Au maximum de la transgression postglaciaire, on peut estimer que le rivage septentrional du golfe Persique passait approximativement par les villes actuelles de Nasiriya, Amara et Ahwaz, et donc que les villes sumériennes étaient établies à proximité de la mer, comme l'affirmaient les textes anciens. Cette montée irrésistible des eaux marines pénétrant dans le sud de la Mésopotamie a entraîné un relèvement général des nappes et des rivières (à l'origine du mythe du Déluge ?)[61]. En raison de la faible profondeur de ce fond de golfe et de la charge en limons des eaux de crue des fleuves, l'alluvionnement a fait rapidement reculer la ligne de rivage vers le sud : on sait qu'à l'époque hellénistique elle se trouvait légèrement au sud de la côte actuelle. Toutefois, au Moyen Âge, peut-être à cause de la

53. VITA-FINZI, 1982.
54. REYSS *et al.*, 1998 ; PIRAZZOLI *et al.*, 2004.
55. BALTZER *et al.*, 1982 ; BALTZER and PURSER, 1990.
56. MORGAN, 1900.
57. LEES and FALCON, 1952.
58. LARSEN, 1975.
59. SANLAVILLE, 1989. L'instabilité politique de la région n'a malheureusement pas permis de poursuivre et d'approfondir, depuis, les recherches de terrain.
60. PURSER *et al.*, 1982 ; PLAZIAT and YOUNIS, 1987.
61. SANLAVILLE, 1989, 2002.

subsidence du delta intérieur et d'un relèvement général du niveau de la nappe phréatique, la côte a reculé jusqu'à la latitude d'Abadan, tandis que de vastes marécages s'étendaient dans la région occupée autrefois par les villes sumériennes.

LE MAKRAN

Orientée ouest-est et encore très peu étudiée[62], la côte du Makran irano-pakistanais présente une succession de plaines littorales vastes et plates, s'ouvrant sur de grandes baies sableuses au tracé régulier, et de massifs montagneux accidentés et désolés formant des avancées, caps ou presqu'îles bordés de falaises vives souvent impressionnantes (près de 400 m dans la presqu'île d'Ormara, au Pakistan). Les grands paliers d'érosion subhorizontaux qui découpent celles-ci ont capté l'attention de la plupart des géographes et géologues qui se sont intéressés à la région : près de Chah Bahar on a relevé pas moins de 17 « terrasses marines » dont la plus élevée atteint 246 m (fig. 3). Mais les datations, limitées d'ailleurs aux niveaux les plus bas (essentiellement ceux du dernier interglaciaire et de l'Holocène), ne donnent guère d'indications sur la genèse, sans doute complexe[63], de ces formes et, par ailleurs, ces secteurs rocheux sont nus, désolés et répulsifs.

Les plaines littorales ont, en revanche, attiré les hommes depuis des millénaires et les sites d'occupation sont nombreux, qui aident à décrypter les données fournies par les sédiments sur l'évolution de la côte. Ces plaines sont, en effet, en grande partie de construction récente, datant de la dernière transgression, même si celle-ci a pu retrouver un rivage du Pléistocène supérieur. On peut y suivre les différentes phases de l'évolution des lagunes. Le schéma est toujours le même : lors du maximum transgressif, le tracé littoral présente une irrégularité maximale, avec de profondes indentations (jusqu'à plus de 20 km de profondeur) correspondant aux régions basses. Sur cette côte battue par une houle énergique, surtout durant la mousson estivale, la dérive littorale est importante (fig. 4). Au matériel apporté par la mer (sables marins biodétritiques, sables, galets et blocs arrachés aux avancées rocheuses) s'ajoutent les galets, boues et argiles accumulés par les rivières et les oueds durant la période de régression et que la mer a trouvés et poussés devant elle lors de sa remontée postglaciaire. Très vite, le colmatage des fonds de baies a commencé et des flèches sableuses se sont construites à l'abri des îles et îlots, formant des tombolos qui ont relié les îles au continent ; ainsi en est-il, par exemple, pour Gwadar et Ormara, au Pakistan, Ras Tang et Konarak en Iran. Page *et al.*[64] ont daté de 5 935 ± 165 et 6 255 ± 320 BP un cordon de plage situé au milieu du tombolo de Konarak ; Vinta Finzi[65] a trouvé des âges de 4 870 ± 100 et 6 595 ± 125 BP pour une plage située 12 km à l'est de Jask (tableau 1).

Au Makran pakistanais, ce n'est probablement que par des carottages que l'on pourra retrouver et dater avec certitude, dans les fonds de baie, le rivage du maximum transgressif, en raison de l'érosion postérieure par les ruissellements mais, plus généralement, d'une fossilisation sous des dépôts fluviatiles ou colluviaux argilo-limoneux plus récents. Dans la plaine située à l'ouest de Gwadar, l'incision de l'Ankara Kaur a fait apparaître, sur près de 3 m d'épaisseur, une plage de mer ouverte (galets et blocs perforés par les lithophages, faune abondante) située à 3,5 km du rivage actuel (mais à 8 km du fond de la baie) et datée de 5 550 ± 130 BP. Un âge voisin (5 960 ± 105 BP) a été trouvé, à 5 km de la côte, sur des coquilles contenues dans un dépôt lagunaire argileux (tableau 1). Des lagunes sont donc apparues très tôt, là aussi, en arrière du tombolo ancré sur l'ancienne île de Gwadar : dans la partie ouest de cette même plaine de Gwadar, à plus de 7 km du rivage actuel, des exemplaires de *Terebralia palustris*, hôte des lagunes à palétuviers, dateraient de 5 650 ± 100 BP ; dans la plaine d'Ormara, à 7 km environ de la côte, de nombreux exemplaires de *Telescopium telescopium,* hôte également des mangroves à palétuviers, ont été datés de 5 485 ± 95 BP[66]. D'importantes et denses mangroves devaient occuper les rives de ces lagunes, comme le montre l'abondance de *Terebralia* et de *Telescopium* : on était encore, lors de la première phase lagunaire, dans l'optimum pluviométrique, avec des apports d'eau douce plus importants qu'aujourd'hui dans les lagunes. Comme sur les rives du golfe Persique, le colmatage des lagunes a abouti à l'apparition de vastes espaces limono-argileux, mais s'ils sont parfois fortement salés et totalement dépourvus de végétation (plaine d'Ormara), du type sebkha, le plus souvent, grâce à des apports

62. PAGE *et al.*, 1979 ; VITA-FINZI, 1980, 1981 ; SANLAVILLE *et al.*, 1991 ; SNEAD, 1993 ; REYSS *et al.*, 1998.

63. Les dépôts coquilliers qui nappent certaines de ces « terrasses » ne sont pas forcément contemporains du façonnement de celles-ci mais peuvent être nettement postérieurs.

64. PAGE *et al.*, 1979. Ils ont daté également une plage associée à une banquette rocheuse de la presqu'île de Konarak de 5 595 ± 120 et 5 795 ± 120 BP.

65. VINTA-FINZI, 1981. Compte tenu que les coquilles ne sont pas en position de vie, Vita-Finzi pense que la plage a un âge maximum de 4 870 ± 100 BP.

66. SANLAVILLE *et al.*, 1991.

Tableau 1 : *Âges (en années BP) des dépôts marins holocènes du Makran.*
(Il n'est pas tenu compte ici des datations effectuées sur des dépôts marins associés à une plate-forme d'abrasion sans contexte morphosédimentaire significatif).

DÉPÔTS MARINS DE LA PREMIÈRE GÉNÉRATION DE LAGUNES			
Dépôts lagunaires			
Gwadar (P.)	5 650 ± 100	*Terebralia*	Ly-5139
Ormara (P.)	5 485 ± 95	*Telescopium*	Ly-5134
Ras Sh. Bandar	6 580 ± 85	*Meretrix*	Ly-4917
Prahag (P.)	5 590 ± 75	*Meretrix*	Ly-4918
"	5 390 ± 100	*Meretrix*	Ly-5137
Paleri Kaur (P.)	5 960 ± 105	*Cuma*	Ly-5140
Plages contemporaines			
Prahag-Pasni	4 685 ± 85	*Thais, Cuma*	Ly-5132
"	4 640 ± 65	*Anadara*	Ly-4915
Ankara Kaur	5 550 ± 130	*Anadara, Cuma*	Ly-5138
Konarak (Iran)*	5 595 ± 120	palourdes	
"	5 795 ± 120	gastéropodes	
"	5 935 ± 165	palourdes	
"	6 255 ± 320	palourdes	
Rud-i-Chaharu (Iran)**	6 595 ± 125	*Scapharca*	UM-1150
"	4 870 ± 100	*Oliva bulbosa*	UM-1151
DÉPÔTS MARINS DE LA DEUXIÈME GÉNÉRATION			
Dépôts lagunaires			
Shinzani (P.)	3 945 ± 80	*Meretrix*	Ly-5131
"	3 880 ± 100	*Telescopium*	Ly-5136
Plages			
Pasni	3 800 ± 60	*Tivela*	Ly-4916
"	4 235 ± 65	*Anadara*	Ly-4914
DÉPÔTS MARINS DE LA TROISIÈME GÉNÉRATION			
Fond lagunaire			
Pasni	1 650 ± 65	*Meretrix*	Ly-5130
Shadi Kaur	1 755 ± 90	*Meretrix*	Ly-5133
Rive interne de lagune			
Pasni	2 090 ± 90	*Meretrix*	Ly-5135

* PAGE *et al.*, 1979 ; ** VITA-FINZI, 1981 ; pour les autres : SANLAVILLE *et al.*, 1991.

souterrains d'eau douce, ils sont couverts d'une végétation assez dense de plantes halophiles.

La région de Pasni illustre très bien le mode complexe d'évolution de la côte du Makran à l'Holocène[67] (fig. 6). La ville de Pasni est située à l'embouchure d'un organisme hydrologique permanent important, le Shadi Kaur. À l'ouest de la ville s'ouvre une large plaine (40 km de long sur 15 à 20 de large) argileuse, basse et plate, drainée par un réseau de chenaux du Shinzani Kaur. Ancrée sur deux môles de roches dures, le Jabal Zaraïn et Ras Shamal Bandar, la côte présente à l'ouest du Shinzani une falaise vive ourlée d'une plage de galets, tandis qu'à l'est elle est basse, sableuse, bordant un vaste massif dunaire installé sur des argiles lagunaires et s'élargissant progressivement vers l'est. La houle estivale, diffractée par Ras Shamal, attaque en effet fortement la partie occidentale de cette côte, tandis qu'elle nourrit au contraire en

67. *Ibid.*

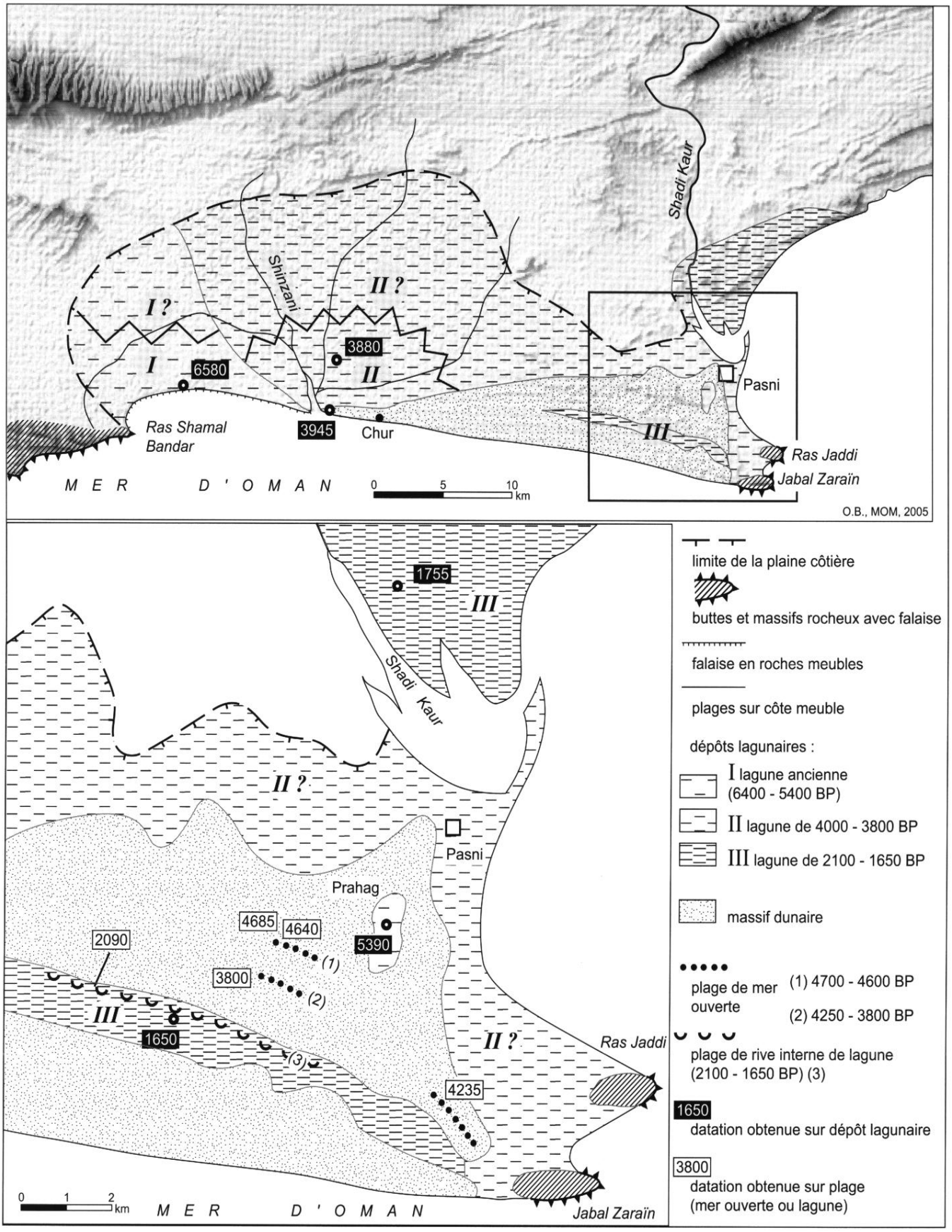


Fig. 6 : *Plages et lagunes de la plaine du Shinzani (Makran pakistanais).*

sables marins la partie orientale. Les argiles lagunaires sont anciennes à l'ouest du Shinzani (6 580 ± 85 BP, pour un échantillon de *Meretrix* prélevé en position de vie à + 7 m sur la falaise), et à Prahag, près de Pasni (5 390 ± 100 BP). Mais à l'embouchure du Shinzani une coupe, en bordure de la mer, montre 3 m d'argiles gris bleu riches en coquilles caractéristiques, là encore, d'un milieu lagunaire et qui ont donné un âge de 3 945 ± 80 BP ; des *Telescopium* prélevés à 4 km à l'intérieur de la plaine ont fourni un âge identique (3 880 ± 100 BP). La zone dunaire est organisée en deux éléments séparés par une dépression parallèle à la côte. Le massif septentrional, le plus important et le plus élevé, laisse apparaître entre les dunes l'ancien fond lagunaire, mais aussi, près de Prahag, deux anciens cordons littoraux, avec leur forme en bourrelet caractéristique et la présence, en abondance, de galets et de coquilles. Le plus septentrional a été daté de 4 640 ± 65 BP et 4 685 ± 85 BP. Un autre élément de cordon littoral, plus proche du Jebel Zaraïn, daterait de 4 235 ± 65 BP (soit 3 009-2 628 av. J.-C.) ; on y voit des tessons roulés, donc contemporains de la plage, dont certains sont harappéens[68]. Cette plage culmine à + 8-9 m, soit environ 5 à 6 m au-dessus du cordon de plage actuel. Un troisième cordon a été daté de 3 800 ± 60 BP. Ces cordons anciens devaient être arrimés au Jabal Zaraïn. La grande dépression interdunaire, enfin, présente un fond lagunaire correspondant à un cordon littoral de rive interne de lagune pour lequel nous disposons de deux datations, 1 650 ± 65 et 2 090 ± 90 BP, que l'on peut rapprocher de celle de coquilles de *Meretrix* récoltées dans des dépôts lagunaires en bordure du Shadi Kaur (1 755 ± 90 BP).

Cette région mériterait une étude détaillée avec reconstitution des différentes phases de son évolution, car les traces d'occupation humaine (essentiellement pour des activités halieutiques) y sont nombreuses et parfois très importantes. Trois générations de lagunes au moins se sont succédé dans cette région et le cordon littoral qui les limitait s'arc-boutait, comme le trait de côte actuel mais avec une concavité plus ou moins marquée, sur les pointes rocheuses du J. Zaraïn et du Ras Shamal Bandar. Les deux plus anciennes séries lagunaires étant visibles en coupes en bordure de mer, on peut évaluer l'altitude relative minimale du niveau de la mer à laquelle chacune correspondait : près de + 10 m pour la plus ancienne, au moins + 3 m pour la seconde, qui occupait sans doute une grande partie de la plaine de Pasni, abritée derrière les cordons littoraux successifs du secteur Prahag-Zaraïn. Une phase d'érosion importante serait intervenue entre les deux sédimentations lagunaires, puisque la seconde lagune est nettement emboîtée en contrebas de la précédente. La troisième lagune, plus étroite et proche du trait de côte actuel, montre que le colmatage de la baie était alors en voie d'achèvement.

RÉFLEXIONS ET CONCLUSIONS

L'étude des secteurs côtiers développés en terrain meuble montre, à la fois, la mobilité considérable des formes et des paysages littoraux à l'Holocène et l'importance du colmatage réalisé depuis le maximum transgressif : il est souvent de l'ordre de la dizaine de kilomètres, voire davantage.

Le niveau relatif du maximum transgressif est sensiblement supérieur à l'actuel ; généralement de l'ordre de 2 à 3 m. Il est plus important au Makran pakistanais (jusqu'à plus de 10 m), mais il est rare que l'on connaisse le rivage du maximum transgressif dans les secteurs où se sont produites les plus fortes avancées du littoral, car il est caché sous des dépôts colluviaux ou alluviaux. Par ailleurs, en côte meuble, rares sont les secteurs où le trait de côte du rivage du dernier interglaciaire a été identifié et daté. Celui-ci est, en revanche, plus fréquent sur les côtes à falaises (Oman, côte iranienne).

Le rattachement d'îles au continent par des tombolos sableux (Konarak, Gwadar, Ormara), la construction de flèches libres et de cordons littoraux et l'apparition de lagunes sont intervenus très tôt après le maximum transgressif, comme le prouvent les nombreuses datations obtenues (entre 6 500 et 5 500 BP), tant au Makran qu'à Koweït, à Bahreïn ou dans les Émirats. Ces formes littorales sont contemporaines des plages les plus élevées.

Mais si le sens général de l'évolution à l'Holocène est celui d'une nette avancée du continent, l'évolution n'a pas été à sens unique. Des flèches et des cordons se sont déplacés, des cordons littoraux ont été démantelés (lagunes d'Umm al-Qowayn dans les Émirats et du Shinzani, dans le Makran pakistanais), des lagunes ayant connu un colmatage total ont été ensuite partiellement évidées (lagune du Shinzani). En un même lieu se sont succédé construction et remblaiement, puis érosion et creusement. Ces milieux littoraux paraissent être en remaniement constant. Aussi l'étude d'un site archéologique ou paléontologique en milieu littoral devrait-elle toujours s'appuyer sur une analyse minutieuse de l'espace littoral environnant.

68. Fin IV^{e} millénaire – première moitié du III^{e}, date peu compatible avec un tesson harappéen, ce qui pourrait signifier que les datations vieillissent légèrement les dépôts (cf. DESSE, DESSE-BERSET et SALIÈGE, ce volume).

Il semblerait qu'une deuxième phase de construction littorale soit intervenue entre 4 500 et 3 000 BP, avec une autre série de bourrelets de plage adossés en contrebas de la plage du maximum postglaciaire : cordons littoraux successifs de Pasni isolant une nouvelle lagune (qui va, à son tour, se colmater entièrement), cordon et plage à + 1,50 m à Umm al-Qowayn, deuxième plage de Qurayyah sur la côte omanaise dans les Émirats, cordons successifs et d'orientations variées sur la côte ouest de Bahreïn, forte sédimentation en bordure de l'île de Faïlaka et à Qalaat al-Bahreïn, etc.

Après un niveau marin bas, vers – 1 m, à l'époque hellénistique et au début de l'époque romaine, surtout net dans le nord du golfe Persique, une troisième phase de construction littorale se manifeste, entre 2 000 et 1 500 BP au Makran, sur la côte d'Oman, dans les Émirats, également à Bahreïn. Si elle paraît absente du Koweït, elle est perceptible en Mésopotamie : Abadan est en bordure de mer et dans le delta intérieur la remontée générale de la nappe phréatique entraîne un grand développement des marais.

En fait, les datations obtenues montrent que s'il y a eu des périodes de plus forte accumulation littorale, la tendance générale, dans le golfe Persique surtout, est celle d'une sédimentation littorale importante et à peu près continue en raison sans doute d'une très forte alimentation en sable (mers chaudes à forte production biodétritique et notables apports de sables continentaux éoliens). Les ruptures et reprises, pas toujours synchrones d'un lieu à l'autre, peuvent avoir différentes causes : climatique, par modification des vents et des houles et plus grande efficacité des vagues de tempête, érosion ou sédimentation plus ou moins importante par les oueds et les rivières, tectonique avec un simple changement de rythme dans le relèvement glacio-hydro-isostatique, cause eustatique enfin.

Ce rapide et schématique inventaire de nos connaissances des milieux littoraux du golfe Persique et du golfe d'Oman nous a conduits à insister particulièrement sur les espaces lagunaires. C'est qu'en effet ils semblent avoir joué un rôle important dans la vie et les activités des hommes, comme le montre le grand nombre de sites archéologiques de différentes époques et de tailles variées que l'on y trouve. Car les lagunes sont des milieux très favorables : milieu marin abrité mais ouvrant sur l'océan, espaces liquides propices à la pêche et à la cueillette des coquillages, présence de mangroves fournissant bois, fourrage et combustible, facilité de pénétration vers l'intérieur grâce aux vallées qui y débouchent (pour les échanges, l'accès aux gisements miniers). D'un lieu à l'autre ces milieux lagunaires ont connu des évolutions plus ou moins complexes ; la forte mobilité des espaces littoraux a obligé les hommes à se déplacer et à s'adapter et a probablement effacé à jamais une grande partie des vestiges d'occupation.

Paul SANLAVILLE et Rémi DALONGEVILLE
UMR 5133 Archéorient
Université Lumière-CNRS
Maison de l'Orient
7, rue Raulin
F-69365 Lyon cedex 07
France
paul.sanlaville@wanadoo.fr
remi.dalongeville@mom.fr

BIBLIOGRAPHIE

AL-ASFOUR T.A.

1982 A note on the Late Holocene evolution of Bubiyan Island of Kuwait, Arabian Gulf. *Bull. Res. Geogr.*, Kuwait University 45 : 1-17.

AL-ZAMEL A.Z.

1985 Occurrence and Age of submarine peat in the Euphrates-Tigris delta. *S.E.P.M. Midyear Meeting* Abstracts : 4. Golden, Colorado.

BALTZER F. and PURSER B.H.

1990 Modern alluvial fan and deltaic sedimentation in a foreland tectonic setting : the lower Mesopotamian Plain and the Arabian Gulf. *Sedimentary Geology* 67 : 175-197.

BALTZER F., CONCHON O., FREYTET P. et PURSER B.H.

1982 Un complexe fluvio-deltaïque sursalé et son contexte : originalité du Mehran (SE Iran). *Mém. Soc. Géol. Fr.* (n.s.) 61 : 43-52.

DALONGEVILLE R.

1990 Présentation physique générale de l'île de Failaka. *In* : CALVET Y. et GACHET J. (éd.), *Failaka. Fouilles françaises 1986-1988* : 23-40. Lyon : Maison de l'Orient (*TMO* 18).

1999 Mleiha : étude physique et paléoenvironnement. *In* : MOUTON M. (éd.), *Mleiha I. Environnements, stratégies de subsistance et artisanats* : 33-54. Lyon : Maison de l'Orient (*TMO* 29).

DALONGEVILLE R., BERNIER P., DUPUIS B. et MEDWECKI V. DE

1993 Les variations récentes de la ligne de rivage dans le golfe Persique : l'exemple de la lagune d'Umm al-Qowayn (Émirats Arabes Unis). *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine* 53 : 179-192.

DALONGEVILLE R. et PRIEUR A.

1998 Les variations récentes de la ligne de rivage sur le littoral oriental (Océan Indien) des Émirats Arabes Unis. *In* : CAMPS G. (dir.), *L'Homme préhistorique et la mer*, 120e Congrès CTHS, Aix-en-Provence, 23-26 oct. 1995 : 115-125. Paris : Éditions du CTHS.

À paraître Données nouvelles sur les variations récentes de la ligne de rivage à Bahreïn. *Géomorphologie.*

DALONGEVILLE R., PRIEUR A. et BERNIER P.

1998 Une lagune et des hommes dans le désert : évolution littorale et habitats côtiers à Umm al-Qowayn (EAU). *In* : CAMPS G. (dir.), *L'Homme préhistorique et la mer*. 120e Congrès CTHS, Aix-en-Provence, 23-26 oct. 1995 : 297-306. Paris : Éditions du CTHS.

DALONGEVILLE R. et SANLAVILLE P.

1987 Confrontations des datations isotopiques aux données géomorphologiques et archéologiques à propos des variations relatives du niveau marin sur la rive arabe du golfe Persique. *In* : AURENCHE O., ÉVIN J. et HOURS F. (éd.), *Chronologies relatives et chronologie absolue dans le Proche-Orient*, II : 567-583. Oxford-Lyon : BAR / Maison de l'Orient (*BAR Int. Ser.* 379).

DOORNKAMP J.C., BRUNSDEN D. and JONES D.K.C.

1980 *Geology, geomorphology and pedology of Bahrain.* Norwich : Geo Abstracts Ltd.

EVANS G., SCHMIDT V., BUSH P. and NELSON H.

1969 Stratigraphy and geologic history of the Sabkha, Abu Dhabi, Persian Gulf. *Sedimentology* 12 : 145-159.

FELBER H., HÖTZL H., MAURIN V., MOSER H., RAUERT W. and ZÖTL J.G.

1978 Sea level fluctuations during the Quaternary period. *In* : AL-SAYYARI S.S. and ZÖTL J.E. (eds), *The Quaternary Period in Saudi Arabia* : 50-57. Wien, New-York : Springer.

FONTUGNE M., REYSS J.-L., HATTÉ C., PIRAZZOLI P.A. and HAGHIPOUR A.

1997 Global sea-level changes as indicated by ^{14}C and $230^{Th}/234^{U}$ dating of marine terraces in the Persian Gulf and along the Makran coast (Iran). *In* : MECO J. and PETIT-MAIRE N. (eds), *Climates of the Past*. Proceedings of the CLIP meeting June 1995 : 79-87. Las Palmas de Gran Canaria : Univ. Las Palmas de Gran Canaria.

GEBEL H.G., HANSS C., LIEBAU A. and RAELE W.

1989 The Late Quaternary environments of Ain al-Faida/Al-Ain, Abu Dhabi Emirate. *Archaeology in the United Arab Emirates* 5 : 9-48.

GLOVER E.

1998 Mangroves, molluscs and man. Archaeological evidence for biogeographical changes in mangrove around the Arabian Peninsula. *In* : PHILLIPS C.S., POTTS D.T. and SEARIGHT S. (eds), *Arabia and its neighbours : essays on prehistorical and historical developments presented in honour of Beatrice de Cardi* : 63-77. Turnhout : Brepols.

GUNATILAKA A.

1986 Kuwait and the Northern Arabian Gulf : a study on Quaternary sedimentation. *Episodes* 9,4 : 223-231.

HANNSS C.

1998 Predominant features of the Quaternary relief development seawards of the Oman mountains as reflected in wadi and coastal terraces and other coastal features. *In* : ALSHARHAN A.S., GLENNIE K.W. and WHITTLE G.L. (eds), *Quaternary Deserts and Climatic Change* : 17-27. Rotterdam : Balkema.

INSTRUCTIONS NAUTIQUES

1974 *Golfe persique et ses abords*. Service d'Hydrographie et d'Océanographie Marine, série L, 4.

LAMBECK K.

1996 Shoreline reconstructions for the Persian Gulf since the last glacial maximum. *Earth and Planetary Science Letters* 142 : 43-57.

LARSEN C.E.

1975 The Mesopotamian delta region : a reconsideration of Lees and Falcon. *Journal of the American Oriental Society* 95,1 : 43-57.

LEES G.M. and FALCON N.L.

1952 The geographical history of the Mesopotamian plains. *Geogr. Journal* 118 : 24-39.

MCCLURE H.A.

1976 Radiocarbon chronology of Late Quaternary lakes in the Arabian desert. *Nature* 263 : 755-756.

MCCLURE H.A. and VITA-FINZI C.

1982 Holocene shorelines and tectonic movements in Eastern Saudi Arabia. *Tectonophysics* 85 : 37-43.

MORGAN J. DE

1900 Notes sur la basse Mésopotamie. *La Géographie* II : 247-262. Paris.

PAGE W.D., ALT J.N., CLUFF L.S. and PLAFKER G.

1979 Evidence for the recurrence of large-magnitude earthquakes along the Makran coast of Iran and Pakistan. *Tectonophysics* 52 : 533-547.

PASKOFF R. and SANLAVILLE P.

2005 The site of Qal'at al-Bahrain and its relations with the sea. *In* : KERVRAN M. (ed.), *Qal'at al-Bahrain. A trading and military outpost (3rd millennium B.C.-17th century A.D.)* : 115-128, pl. 39-41. Bruxelles : Brepols.

PERTHUISOT J.-P.

1977 Contribution à l'étude du Quaternaire marin de la péninsule de Qatar. *Bull. Soc. Géol. Fr.* XIX,5 : 1167-1170.

PETIT-MAIRE N., SANLAVILLE P. et YAN Z.

1995 Oscillations de la limite nord des moussons africaine, indienne et asiatique au cours du dernier cycle climatique. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 166,2 : 213-220.

PIRAZZOLI P.A., REYSS J.-L., FONTUGNE M., HAGHIPOUR A., HILGERS A., KASPER H.U., NAZARI H., PREUSSER F. and RADTKE U.

2004 Quaternary coral-reef terraces from Kish and Qeshm Islands, Persian Gulf : new radiometric ages and tectonic implications. *Quaternary International* 120 : 15-27.

PLAZIAT J.-C. and YOUNIS W.R.

1987 *The brackish and fresh-water molluscs of southern Iraq and their ecological significance for the Quaternary evolution of the lower Mesopotamian plain.* Conf. on Quaternary sediments in the Arabian Gulf and Mesopotamian region. Kuwait, feb. 1987.

PRELL W.L. and VAN CAMPO E.

1986 Coherent response of Arabian Sea upwelling and pollen transport to late Quaternary monsoonal winds. *Nature* 323 : 526-528.

PURSER B.H.

1983 *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents.* Tome 2. *Les domaines de sédimentation carbonatée néritiques récents.* Paris : Technip.

PURSER B.H., AL-AZZAWI M., AL-HASSANI H.H., BALTZER F., HASSAN K.M., ORSZAG-SPERBER F., PLAZIAT J.-C., YACOUB S.Y. et YOUNIS W.R.

1982 Caractères et évolution du complexe deltaïque Tigre-Euphrate. *Mém. Soc. Géol. Fr.* 144 : 207-216.

REYSS J.-L., PIRAZZOLI P.A., HAGHIPOUR A., HATTE C. and FONTUGNE M.

1998 Quaternary marine terraces and tectonic uplift rates on the south coast of Iran. *In* : STEWART I.S. and VITA-FINZI C. (eds), *Coastal Tectonics* : 227-237. London : Geological Society (*Special Publications* 146).

RIDLEY A.P. and SEELEY M.W.

1979 Evidence of recent coastal uplift near Al Jubail, Saudi Arabia. *Tectonophysics* 52 : 319-327.

SANLAVILLE P.

1989 Considérations sur l'évolution de la basse Mésopotamie au cours des derniers millénaires. *Paléorient* 15,2 : 5-27.

1992 Changements climatiques dans la péninsule arabique durant lc Pléistocène supérieur et l'Holocène. *Paléorient* 18,1 : 5-26.

2000 *Le Moyen-Orient arabe. Le milieu et l'homme*. Paris : A. Colin (*Coll. « U»*).

2002 The deltaic complex of the Lower Mesopotamian Plain and its evolution through millenia. *In* : NICHOLSON E. and CLARK P. (eds), *The Iraqi Marshlands. A Human and Environmental Study* : 133-150. London : Politico's Publishing.

SANLAVILLE P., BESENVAL R., ÉVIN J. et PRIEUR A.

1991 Évolution de la région littorale du Makran pakistanais à l'Holocène. *Paléorient* 17,1 : 3-18.

SANLAVILLE P., DALONGEVILLE R., ÉVIN J. et PASKOFF R.

1987 Modification du tracé littoral sur la côte arabe du golfe Persique en relation avec l'archéologie. *In* : *Déplacement des lignes de rivage en Méditerranée* : 211-222. Paris : Éditions du CNRS.

SANLAVILLE P. and PASKOFF R.

1986 Shorelines changes in Bahrain since the beginning of human occupation. *In* : AL-KHALIFA S.H.A. and RICE M. (eds), *Bahrain through the Ages. The Archaeology* : 15-24. London : K.P.I. Ltd.

SANLAVILLE P. and PRIEUR A.

2005 Asia, Middle-East, Coastal Ecology and Geomorphology. *In* : SCHWARTZ M.L. (ed.), *Encyclopedia of Coastal Science* : 71-83. Dordrecht : Springer.

SCHULZ E. and WHITNEY J.W.

1986 Upper Pleistocene and Holocene lakes in the An Nefud, Saudi Arabia. *Hydrobiologia* 143 : 175-190.

SNEAD R.J.

1993 Geography, geomorphic process and effects on archaeological sites on the Makran coast. *In* : SCHRODER J.F. Jr. (ed.), *Himalaya to the Sea. Geology, Geomorphology and the Quaternary* : 363-378. London : Routledge.

TAYLOR J.C.M. and ILLING L.V.

1969 Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf. *Sedimentology* 12 : 69-107.

TENGBERG M. et LOMBARD P.

2001 Environnement et économie végétale à Qal'at al-Bahreïn aux périodes Dilmoun et Tylos. Premiers éléments d'archéobotanique. *Paléorient* 27,1 : 167-181.

VITA-FINZI C.

1978 Recent alluvial history in the catchment of the Arabo-Persian Gulf. *In* : BRICE W.C. (ed.), *The Environmental History of the Near and Middle East since the Last Ice Age* : 255-270. London : Academic Press.

1980 ^{14}C dating of recent crustal movements in the Persian Gulf and Iranian Makran. *Radiocarbon* 22 : 763-773.

1981 Late Quaternary deformation on the Makran coast of Iran. *Zeitschrift für Geomorphologie* N.F. Suppl.-Bd 40 : 213-226.

1982 Recent coastal deformation near the Strait of Hormuz. *Proc. Roy. Soc. London* A382 : 451-457.

1998 Ancient shorelines of Oman and Qatar. *In* : PHILLIPS C.S., POTTS D.Y. and SEARIGHT S. (eds), *Arabia and its neighbours. Essays on prehistorical and historical developments presented in honour of Beatrice de Cardi* : 263-272. Turnhout : Brepols.

WEISS E.

1985 Pour une meilleure connaissance de l'océan Indien. *Météorologie marine* 128 : 5-24.