



**HAL**  
open science

## Présentation géomorphologique et potentialités géoarchéologiques du site de Shillourokambos.

Benoît Devillers, Christophe Morhange

### ► To cite this version:

Benoît Devillers, Christophe Morhange. Présentation géomorphologique et potentialités géoarchéologiques du site de Shillourokambos.. J. Guilaine, F. Briois et J.-D. Vigne. Un établissement néolithique précéramique à Chypre. Les fouilles du secteur 1., Ecole Française d'Athènes, pp.17, 2008. halshs-00803792

**HAL Id: halshs-00803792**

**<https://shs.hal.science/halshs-00803792>**

Submitted on 22 Mar 2013

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

## **Présentation géomorphologique et potentialités géoarchéologiques du site**

B. Devillers & C. Morhange

### **Les paléoenvironnements continentaux**

#### **I Le site dans son environnement géologique et géomorphologique**

Le site de Shillourokambos se situe à près de 150 m d'altitude sur la partie basse du flanc méridional du massif du Troodos, à environ 10 km du littoral actuel (figure 1). La géomorphologie de la région est principalement d'origine structurale, le plan de subduction des plaques anatoliennes et africaines au sud de l'île a donné lieu au bombement du Troodos (Pearce 1975). L'épine dorsale de Chypre, le Troodos, qui culmine à 1952 m, est ainsi constitué des différentes couches soulevées du plancher océaniques (figure 1). L'érosion corrélative à la surrection du massif a mis au jour les strates géologiques les plus anciennes au sommet (les célèbres ophiolites de la Thétis notamment) et d'autres de plus en plus récentes, en descendant les versants.

À plus grande échelle, l'environnement géologique est marqué par un réseau de failles anciennes ou encore actives (Robertson 1990) d'orientation nord-ouest / sud-est (figure 2). Ce plan de failles est à l'origine de la séparation des roches endogènes au nord des roches carbonatées au sud (figure 2). Les mouvements tectoniques ont engendré une grande disparité géologique par l'érosion des terrains soulevés mais aussi par les mouvements compressifs qui entraînent des processus de vitrification. Ces processus sont à l'origine de l'exceptionnelle diversité minéralogique de la région (transformation des basaltes, olivines, gabbros, pyroxènes, etc.). Les modelés de ce secteur sont représentés par de vastes épandages détritiques qui remanient les minéraux érodés du Troodos (ophiolite, diabase, etc.), comme dans l'environnement immédiat du site de Shillourokambos. Ces pentes qui sont formées de véritables glacis sont ensuite entaillées par les multiples thalwegs de cours d'eau intermittents. À environ 2 km au nord du site, le relief devient fortement marqué par des terrains soulevés et plus résistants à l'érosion, les pentes deviennent beaucoup plus forte, les roches sont ici les serpentines et les pillow lava en place. L'escarpement du relief contraint les aménagements, l'exploitation agricole et les pâturage, c'est donc principalement sur ce type de relief que l'on retrouve les massifs forestiers (figure 2, cf. Thiébault, ce volume).

Au sud du secteur, les roches détritiques en place du Crétacé Supérieur au Néogène (Tertiaire) sont plus riches en carbonates. Les terrains sont ici constitués d'argiles, de marnes ou de grès d'origine marine, remaniant souvent des minéraux détritiques du Troodos. Les calcaires francs d'origine marine sont aussi présents. Les modelés caractéristiques prennent souvent la forme de buttes monoclinales de pendage sud, comme par exemple sur le site d'Amathonte.

#### **Figure 1 : Localisation du site et grands ensembles géologiques de Chypre**

Par rapport à d'autres régions de Chypre où elles peuvent structurer l'essentiel du paysage, les formations superficielles sont peu représentées. Le réseau hydrographique à caractère intermittent, voire éphémère, est encadré d'une étroite plaine alluviale assez encaissée. Quelques lambeaux de cône déritique, parfois pré-quatenaire, sont présents aux débouchés des reliefs secondaires, comme à Agios Tychonas (Bousquet et Péchoux 1978, 1980a et

1980b). Ces formations, généralement de faible étendue, sont toutefois les seuls enregistrements paléo-environnementaux de la région et sont encore peu exploitées. Le réseau hydrographique est matérialisé par de multiples thalwegs, leur orientation est fortement influencée par la tectonique de la région. Les cours d'eau ont une direction nord / sud sur les flancs du Troodos, mais à la rencontre des réseaux de faille leur direction devient généralement nord-ouest / sud-est (figure 2). L'importance de ces cours d'eau est relativement faible, le Pyrgos, fleuve le plus important de la région, a un rang de 4 (ordination de Stralher). La plaine alluviale du Pyrgos s'élargit nettement à son débouché, suggérant l'existence d'une ria remblayée, à l'instar de celles du Trémithos et du Gialias (Devillers 2005, Devillers sous presse). Les formations littorales holocènes de faciès sableux sont alimentées en sédiment par les cours d'eau du sud Troodos et sont caractérisées par une dérive littorale est-ouest. Au sud-ouest de la région de Shillourokambos, les apports sédimentaires ont donné lieu à la formation du tombolo d'Akrotiri qui s'appuie sur des affleurements rocheux quaternaires et pliocènes.

Les sols sont souvent peu développés et très lithodépendants en raison du ravinement des roches endogènes. Pour les roches sédimentaires aux surfaces relativement préservées, comme sur le site de Shillourokambos, le développement de calcrète, aussi appelé localement havara ou Kafkalia, peut être très important et former ainsi de véritables couches indurées de carbonate (horizon pétrocalcique).

### **Figure 2 : Ensemble morphostructuraux de la région de Shillourokambos - Pareklissha**

#### **II Variation hydrologique et détritique à Chypre du PPNA au PPNB**

L'île de Chypre se situe dans le domaine bioclimatique méditerranéen semi-aride. Les précipitations moyennes sont généralement inférieures à 500 mm/an et se concentrent majoritairement pendant la saison froide. Les précipitations sur le site sont de l'ordre de 300/400 mm par an. Ce chiffre augmente toutefois avec l'altitude et peut atteindre plus de 900 mm au sommet du Troodos (Land and Survey Staff 1977). La sécheresse dure plus de huit mois par an (calculée selon l'indice  $P < 2T^\circ$ ).

Ces caractéristiques climatiques se répercutent sur les sols, les hydrosystèmes et les ressources en eau. Actuellement, les rivières et les fleuves chypriotes, en particulier dans la région de Shillourokambos, sont de nature intermittente, voire éphémère. Ces conditions bioclimatiques rendent les paysages fluviaux chypriotes particulièrement sensibles aux variations climatiques holocènes. Ainsi le Gialias (Devillers 2005, Devillers sous presse), le plus grand fleuve chypriote, est notamment pérenne au début de l'Holocène et éphémère entre 5 000 et 4 000 B.P. cal. Sur de longues périodes, la recharge des nappes phréatiques n'est donc pas toujours assurée, ce qui peut entraîner une raréfaction des ressources en eau à différentes époques de l'Holocène. L'affirmation du caractère aride peut ainsi contraindre fortement l'exploitation des sols et mener à l'exode rural de certaines campagnes comme durant le Petit Âge Glaciaire (Devillers et Lecuyer sous presse). Pour le Néolithique de Shillourokambos les données ne permettent pas encore de comprendre les relations de l'activité hydrologique et du peuplement en terme de présence des ressources en eau et de taphonomie comme pour d'autres études dans d'autres régions de Chypre (Deckers 2002, Devillers 2005 et sous presse).

En l'absence de toute étude spécifique, les informations concernant la mise en place des paysages fluviaux durant le néolithique de Chypre sont rares. Toutefois, des coupes naturelles de nature graveleuse à Souskiou sur le Dhiarizzos (Deckers 2003) montrent la présence d'un

chenal en tresse. Les alluvions sont datées entre 11 000 et 5 000 ans av. J.-C. environ, la technique OSL n'est pas ici d'une grande précision. La présence d'un chenal en tresse témoigne néanmoins d'une abondance hydrologique et détritique dans la première moitié de l'Holocène

Plus à l'est, dans le bassin versant du Gialias (Devillers 2005, Devillers sous presse), de 11500 à 5000 B.P., la sédimentation est matérialisée par la constitution d'une épaisse nappe alluviale (10 m) assez étendue. Les premières alluvions sont marquées par des sols particulièrement hydromorphes, datés de 11300 et 8300 B.P. cal., observés sur cinq coupes le long de la plaine médiane. Les faciès de plaine d'inondation lités et granoclassés montrent l'importance et la régularité des flux liquides. Le sommet de cette formation est marqué par deux sols à 6300 et 5400 B.P. cal. aux traits hydromorphes moins marqués, les derniers dépôts d'inondation sont légèrement postérieurs à 5000 B.P. cal., ils caractérisent une tendance marquée vers les crues brutales des milieux semi-arides (crues éclairs). La sédimentation de cette première nappe alluviale est la plus importante de l'Holocène avec trois *maxima* aux alentours de 11000, 9000 et 6000 B.P. cal. Après 5000 et jusqu'à 3900 B.P. cal. environ, la formation alluviale est recoupée en terrasse par une incision d'environ 6 à 8 m du fleuve. Cette incision impressionnante des réseaux hydrographiques doit aussi jouer un rôle important dans la taphonomie et la conservation des sites archéologiques de cette époque.

Une reconnaissance géomorphologique préliminaire sur les organismes fluviaux, dans la région du site de Shillourokambos, a mis en évidence une architecture fluviale similaire à celle du Gialias. Bien que les conditions topographique, géologique et morphologique soient différentes, un système de trois terrasses alluviales emboîtées, la plus épaisse étant la plus ancienne, est repéré pour le Pyrgos. Aucune analyse n'est réalisée sur ces coupes pour l'instant.

Ces données suggèrent l'importance des écoulements dans le réseau hydrographique durant le Néolithique sans rapport avec ceux observables aujourd'hui. La densité même des thalwegs sur toute l'île montre la présence d'une période plus humide d'un point de vue hydrologique (Devillers 2005). D'autre part l'importante sédimentation durant cette période (plus de 15 m d'alluvions dans le Gialias) est un fait taphonomique à prendre en compte lors des prospections archéologique et paléoenvironnementales.

## **Mobilité des littoraux chypriotes, Paléo-environnements de la région d'Amathonte-Akrotiri depuis le Néolithique**

### **1 Variations relatives du niveau de la mer**

#### **Un modèle global d'évolution**

Le niveau de la mer est une variable parmi d'autres qui interagissent sur les dynamiques géomorphologiques de la zone littorale. En effet, la variation du niveau de base explique la mobilité du profil d'équilibre des cours d'eau. Par exemple, l'incision linéaire des fleuves est bien connue pendant les phases régressives de bas niveau marin (-120 m il y a 18000 ans). Pendant les phases de stabilisation, les apports détritiques à la côte jouent un rôle non négligeable dans la régularisation des rivages par colmatage des rias.

Chronologiquement, on distingue deux phases dans la montée du niveau marin durant la période post-glaciaire (Fairbanks 1989, Bard *et al.* 1996).

Entre 18000 et 6000 B.P. cal., le niveau marin est caractérisé par une élévation rapide qui fait passer le plan d'eau de -120 m au niveau actuel. Cette transgression est d'origine glacio-eustatique. Par réchauffement, on assiste à la fonte partielle des calottes polaires et continentales. L'eau solide, alors sous forme de glace, est stockée dans l'océan mondial. Cette phase est caractérisée par une transgression très importante d'une portion des plateaux continentaux et explique la submersion de nombreux sites archéologiques paléolithiques, à l'image de la grotte Cosquer, à Marseille, ou le long de la plupart des littoraux méditerranéens (Flemming et Webb 1986).

Depuis 6000 ans B.P., la remontée du niveau marin est caractérisée par un ralentissement important. D'autres variables prennent alors plus d'importance dans la métamorphose des rivages comme la mobilité crustale d'origine isostatique ou tectonique, les apports sédimentaires qui peuvent compenser largement la montée du niveau marin, en particulier au niveau des deltas (Stanley et Warne, 1994). Les côtes de Chypre, comme la plupart des rivages du monde, n'ont pas échappé à cette évolution globale (Morhange *et al.* 2000, Dalongeville *et al.* 2000, Devillers 2005).

## **2 Un contexte de soulèvement et impact sur les paléoenvironnements littoraux**

Plusieurs indices de niveau marin relatif témoignent d'un soulèvement du littoral méridional de Chypre, vraisemblablement d'origine tectonique.

À Larnaka, nous avons montré que le secteur du port antique de Kition-Bamboula est soulevé d'environ 50 cm (Morhange *et al.*, 1999 et 2000). Au cap Kition, Dalongeville *et al.* (2000) ont étudié une coupe qui présente des faciès de galets marins soulevés. Même si les fourchettes d'incertitude paléobathymétriques sont très médiocres, les auteurs estiment le soulèvement à plus de 2 mètres depuis environ 5000 ans.

Des mouvements crustaux, c'est-à-dire tectoniques et/ou isostatiques, ont été enregistrés sur la côte sud de l'île par des niveaux marins holocènes situés au-dessus du zéro a.s.l. actuel dans des contextes morphologiques différents. Près de Larnaka, en situation de côte rocheuse, trois hauts niveaux marins sont mis en évidence par la présence de plages soulevées associées à des formes de corrosion marine (Dalongeville *et al.* 2000). Ces trois hauts niveaux marins sont mesurés et datés : à +2 m pour 5320-4960 B.P. cal., +1 m pour 3500-1710 B.P. cal. et +0,60 m pour 530-428 B.P. cal. Le niveau marin en contexte structural stable ne dépassant pas les valeurs actuelles durant l'Holocène (Flemming *et al.* 1998, Lambeck et Bard 2000, Morhange *et al.* 2001), ils sont donc les témoins de rivages soulevés ponctuellement.

Dans la même région, sur la côte meuble de Larnaka, les recherches géoarchéologiques sur l'implantation du port antique de Larnaka (Morhange *et al.* 1999, 2000) ont mis en évidence des vases marines à +0,4 cm a.s.l. datées à 3300 B.P. cal. Aux alentours de 1600 B.P., la transformation d'une lagune communiquant avec la mer en un lac salé desséché et quasiment isolé pourrait être aussi attribuée à un soulèvement crustal. Sa remise en eau partielle s'effectue durant l'époque romaine.

Plus à l'ouest, sur le littoral du site archéologique d'Amathonte, une rapide prospection effectuée durant l'automne 2002 a mis en évidence d'autres témoins de rivages soulevés. Sur le littoral de Kastros-Amathonte, les formes d'érosion marine (Figure 3 A et B) imprimées dans le substrat marno-calcaire sont visibles jusqu'à environ +1 m au-dessus du niveau marin actuel (Figure 3 B). Ces micro-formes d'érosion sont à l'amont fossilisées par des concrétionnements carbonatés de type *beach rock*, riches en faune marine, sables et galets (Figure 3 B). La bonne conservation des formes et des dépôts, ainsi que l'absence de processus d'altération pédologique laissent présumer qu'ils sont récents mais aucun témoin archéologique ne permet ici d'apporter de datation précise.

Dans le même secteur, quelques centaines de mètres plus à l'est, les accumulations sédimentaires récentes, mises en position de micro-falaise par l'érosion marine actuelle, apportent aussi des informations sur la présence d'un soulèvement holocène. La succession stratigraphique AM01 (Figure 3 C) repose sur le substrat tertiaire. La coupe est constituée de quatre unités sédimentaires. Les deux premières, d'une épaisseur d'environ 0,8 m, sont composées de limons, de sables et de cailloutis d'origine colluviale. Les céramiques présentes dans cette unité sont exclusivement attribuées à la fin de l'époque Hellénistique (IIe/-Ier s. av. J.-C., soit 2150-2050 années B.P.). Entre 0,9 et 1,5 m de la surface, l'unité sédimentaire sablo-graveleuse très homogène et légèrement concrétionnée est riche en coquilles marines. Le faciès, la composition pétrographique et malacologique interdisent toute interprétation colluviale ou alluviale de cette unité. La texture et la faune présentes laissent à penser que nous sommes en présence d'un petit cordon littoral soulevé de 0,9 m. Au sommet de la coupe, une unité colluviale plus grossière contient trois panses d'amphores proto-byzantine du IV-VI S. ap. J.-C. (1450-1650 B.P.) et marque donc le retour des processus continentaux. La chronologie apportée par l'étude des céramiques permet de rapprocher la phase d'émersion du site d'Amathonte et de quelques niveaux de Lamaka (Dalongeville *et al.* 2000) de la phase de forte activité tectonique (*Early Byzantine Tectonic Paraoxysm*) décrite par Pirazzoli *et al.* (1996) pour la Méditerranée occidentale au début de l'époque Byzantine.

Ce soulèvement a aussi pu être interprété comme la conséquence d'une crise tectonique régionale à l'époque Byzantine entre le IV<sup>e</sup> et le VI<sup>e</sup> siècles de notre ère (Pirazzoli *et al.*, 1996). Le port englouti d'Amathonte (Empereur et Verlinden 1986, Collombier 1988) complique toutefois le schéma quelque peu simpliste d'un soulèvement tectonique régulier ou unique lors de l'époque Byzantine. Par ailleurs, la synthèse des données récentes (Devillers 2005, Devillers sous presse) tend à mettre en évidence que ce soulèvement serait concentré sur la partie sud de l'île et très peu sensible dans d'autres régions comme en Messarée orientale.

### **Figure 3 : Témoins de rivages soulevés dans la région d'Amathonte**

Les métamorphoses les plus importantes de la côte sud de Chypre sont toutefois imputables aux apports sédimentaires. Ainsi, le comblement de la ria de Pyrgos et la création du tombolo d'Akhrotiri par les apports fluviaux des fleuves du flanc sud du Troodos, pris en charge par la dérive littoral, ont très probablement fait progresser les lignes de rivages de plusieurs centaines de mètres depuis le ralentissement de la remontée du niveau marin il y a 6000 ans. Pour l'heure aucune étude ou aucun carottage exploitable ne permet de mesurer la position en retrait du rivage pour ces secteurs durant les périodes du Néolithique.

## Références bibliographiques

BARD E., HAMELIN B., ARNOLD M., MONTAGGIONI L., CABIOCH G., FAURE G., ROUGERIE F., (1996), Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge, *Nature*, 382, pp. 241-244.

BOUSQUET, B. and P.-Y. PECHOUX (1978). Le site d'Amathonte, de l'analyse géomorphologique à la géographie historique. Toulouse.

BOUSQUET B., PECHOUX P. Y., (1980a), Le site d'Amathonte et son voisinage : étude de géomorphologie et de géographie historique, *Géodoc*, 11, Toulouse, 42 p.

BOUSQUET B., PECHOUX P. Y., (1980b), Niveaux marins et tectonique quaternaire au front de l'arc taurique (Chypre), Niveaux marins et tectonique quaternaire dans l'aire méditerranéenne, Paris, colloque, 29/11 /1980, pp. 39-48.

COLOMBIER A.-M., (1988), Modifications des lignes de rivage et ports antiques de Chypre: Etat de la question, Colloques internationaux, CNRS, Déplacements des lignes de rivage en Méditerranée, pp. 159-172.

DALONGEVILLE R., BERNIER P., PRIEUR A., LE CAMPION T., (2000), Les variations récentes de la ligne de rivage du sud-est de Chypre, *Géomorphologie*, 1, pp. 13-20.

DECKERS K. (2003), The Western Cyprus Geoarchaeological Survey: Some Case-studies. in Brysbaert, A.; de bruijn, N.; Gibson, E.; Michael, A. and Monaghan, M. (eds) SOMA 2002. Symposium on Mediterranean Archaeology. BAR International Series 1142, Oxford, 27-34

DECKERS, K. (2002). Cypriot Archaeological Sites in the Landscape: An Alluvial Geoarchaeological Approach. Geography dept. Edinburgh, University of Edinburgh: 340.

DEVILLERS, B. (2005). Morphogenèse et anthropisation holocène d'un bassin versant semi-aride : le Gialias, Chypre. U.F.R. des Sciences Géographiques et de l'Aménagement. Thèse de l'Université de Provence: 420.

DEVILLERS, B. (sous presse). Holocene morphogenesis and land use in a semi-arid watershed, The gialias river, Cyprus. Oxford, Archeopress.

DEVILLERS, B. et N. LECUYER (sous presse). "Le Petit Âge Glaciaire en milieu semi-aride : le bassin versant du Gialias (Chypre) et ses relations avec l'occupation des sols." Zeitschrift für die Géomorphologie 20.

EMPEREUR J.-Y., VERLINDEN C., (1986), Le port antique d'Amathonte à Chypre, *Archeologia*, 215, pp. 32-37

FAIRBANKS R. G., (1989), A 17.000-year glacio-eustatic sea level record; influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation, *Nature*, 342, pp. 637-642.

FLEMMING N. C., WEBB C. O., (1986), Tectonic and eustatic coastal changes during the last 10.000 years derived from archeological data, *Z. Geomorph. N. F.*, 62, pp. 1-29.

Geddes, D. S., Guilaine, J. & Monaco, A. 1983. Early Neolithic occupation on the submerged continental plateau of Roussillon, France. *In: Masters, M. & Flemming, N. C. (eds) Quaternary Coastlines and Marine Archaeology*, Academic Press, London, 175–188.

LAND OF SURVEY STAFF, L. A. S. (1977). Isohyetal map of Cyprus. Nicosie, Land and Survey Dept.

Morhange C., Goiran J. P., Bourcier M., Carbonel P., Le Campion J., Pyatt B., Prone A., Rouchy J.-M., Sourisseau J.-C., Yon M., (1999), 3000 ans de modifications des environnements littoraux à Kition Bamboula, Larnaca, Chypre, Méditerranée, *Quaternaire*, 2-3, pp 133-149.

Morhange C., Goiran J. P., Bourcier M., Carbonel P., Le Campion J., Rouchy J.-M., Yon M., (2000), Recent Holocene Paleo-environmental evolution and coastline changes of Kition, Larnaca, Cyprus, Mediterranean sea, *Marine Geology*, 170, pp. 205-230.

MORHANGE, C., J. LABOREL, et al. (2001). "Changes of relative sea level during the past 5000 years in the ancient harbor of Marseilles, Southern France." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **166**: 319-329.

PEARCE, J. A. (1975). "Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus." Tectonophysics **25**(1-2): 41-67.

PIRAZZOLI P. A., LABOREL. J., STIROS S. C., (1996), Earthquake clustering in the Eastern Mediterranean during historical times, *Journal of Geophysical Research*, 101, B3, pp. 6083-6097

ROBERTSON, A. H. F. (1990). Tectonic evolution of Cyprus. TROODOS 1987, Nicosie, Geological Survey of Cyprus.

STANLEY D. J., WARNE A. G., (1994), Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise, *Science*, 265, pp. 228-231.