

Le Plio-Pléistocène de Rhodes (Grèce)

*Livret-guide de l'excursion
organisée par
l'Association des Sédimentologistes Français
et le Groupe Français d'Etudes du Néogène*

(8-15 septembre 2001)



Serge Ferry, Pierre Moissette et Jean-Pierre Suc

(Université de Lyon)



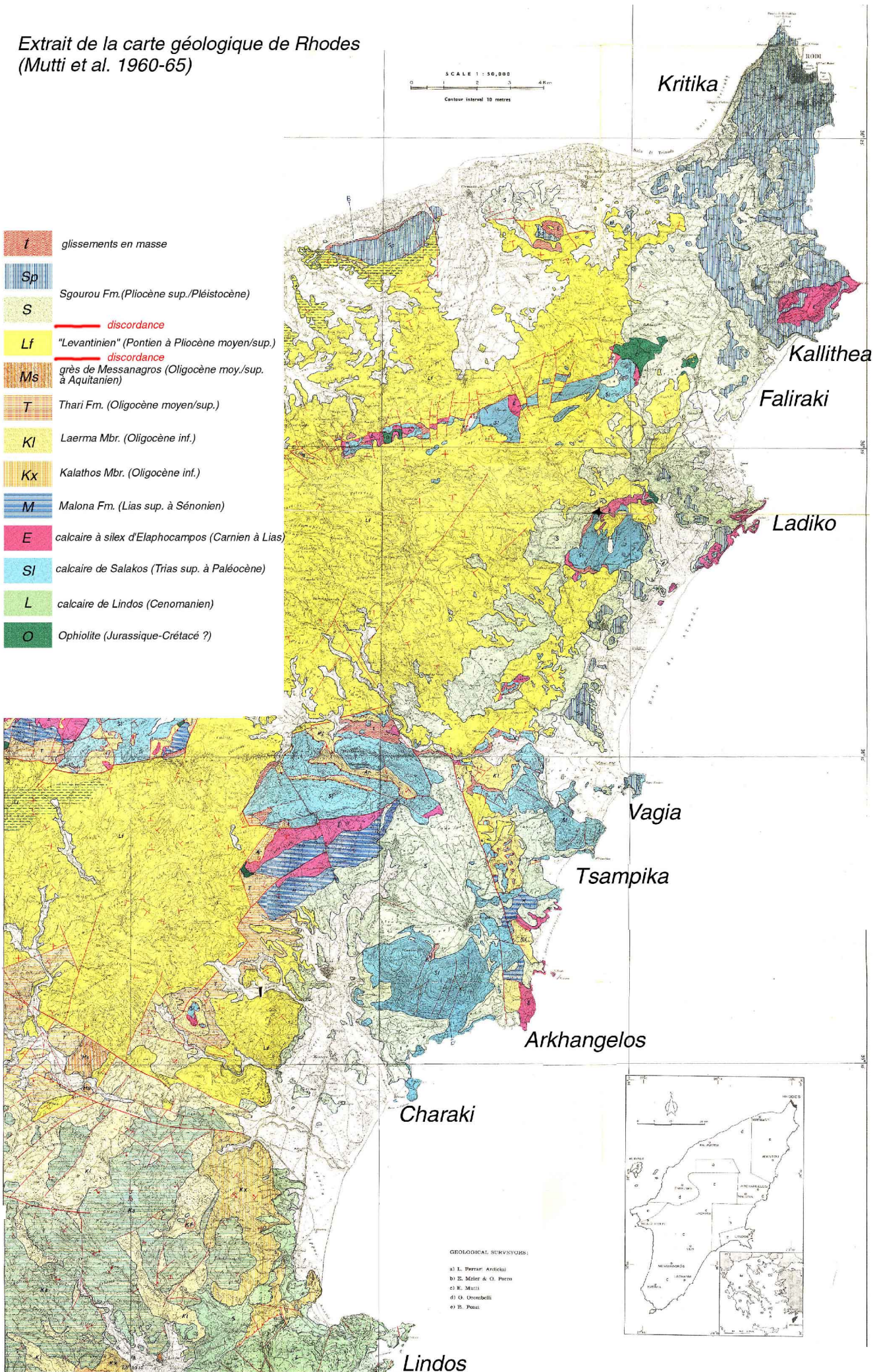
Bienvenue à Rhodes



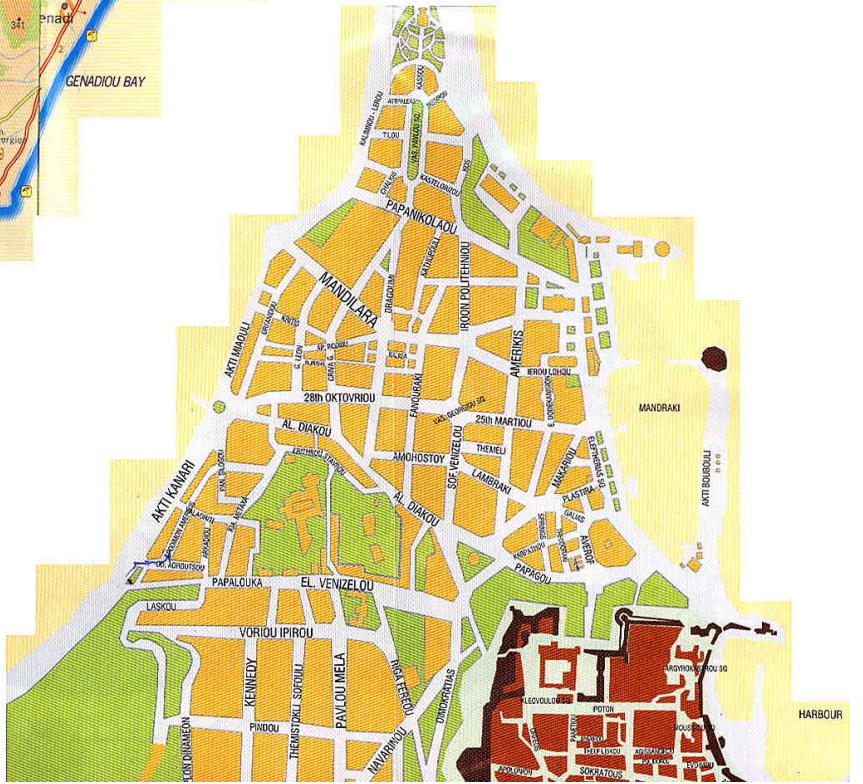
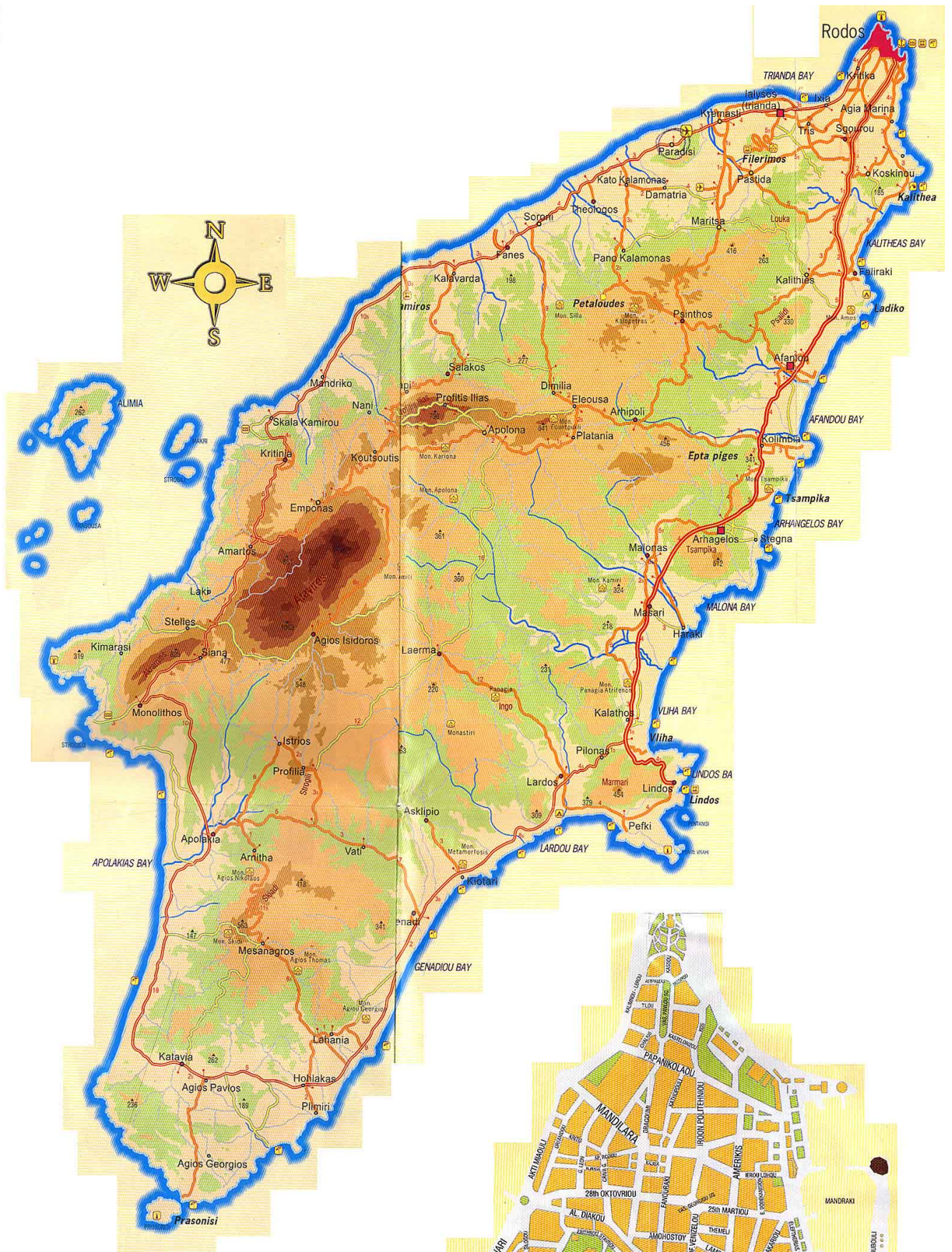
Extrait de la carte géologique de Rhodes
(Mutti et al. 1960-65)

SCALE 1 : 50,000
Contour interval 10 metres

- t* glissements en masse
- Sp* Sgourou Fm. (Pliocène sup./Pléistocène)
- S* — discordance
- Lf* "Levantinen" (Pontien à Pliocène moyen/sup.) — discordance
- Ms* grès de Messanagros (Oligocène moy./sup. à Aquitanien)
- T* Thari Fm. (Oligocène moyen/sup.)
- Kl* Laerma Mbr. (Oligocène inf.)
- Kx* Kalathos Mbr. (Oligocène inf.)
- M* Malona Fm. (Lias sup. à Sénonien)
- E* calcaire à silex d'Elaphocampos (Carnien à Lias)
- Sl* calcaire de Salakos (Trias sup. à Paléocène)
- L* calcaire de Lindos (Cenomanien)
- O* Ophiolite (Jurassique-Crétacé ?)



GEOLOGICAL SURVEYS:
a) L. Perrari, Andicini
b) E. Mèler & G. Piero
c) E. Mutti
d) G. Grombelli
e) P. Pozzi



Résumé

A l'extrémité orientale de l'arc hellénique, l'île de Rhodes a subi au Plio-Pléistocène les effets combinés des oscillations glacio-eustatiques et de mouvements verticaux de grande ampleur d'origine tectonique. Il en résulte un spectaculaire emboîtement des séquences de dépôt dans les témoins sédimentaires conservés sur la côte Est.

La formation Kritika (Pliocène supérieur), épaisse d'environ 200 m, est constituée par l'empilement d'un certain nombre (une dizaine au moins) de séquences de progradation/rétrogradation du prisme littoral depuis le Nord vers le Sud. Le bassin versant incluait le bras de mer qui sépare aujourd'hui l'île de la côte turque et qui est donc une acquisition récente. Ces séquences correspondent à des oscillations d'amplitude modérée (quelques dizaines de mètres) du niveau marin relatif, possiblement d'origine glacio-eustatique (début des glaciations plio-quadernaires). Les faciès d'avant-plage et de plage se mettent en place en régime de régression forcée. Le climat moyen encore chaud permet le développement des faciès organogènes dans les cortèges transgressifs déposés sur les « beach-rocks ».

Une émergence et une vidange partielle des dépôts de Kritika précède le cycle Lindos/Arkhangelos qui serait situé, au point de vue âge, à la charnière Pliocène/Pléistocène. Ce cycle tectono-eustatique correspond à un ennoyage de forte amplitude (plus de 500 m au-dessus du niveau marin actuel), mis en évidence à la fois par des arguments fauniques et géomorphologiques (plates-formes d'abrasion littorales étagées). Les calcarénites d'Arkhangelos se mettent en place en régime de régression forcée, à partir des plates-formes d'abrasion littorales étagées, puis, à la fin du cycle en érosion sur les argiles de haut-niveau marin (argiles de Lindos). La durée exacte de ce cycle est mal connue, probablement courte ; il correspond à un épisode tectonique majeur.

Le Pléistocène ancien est représenté par au moins deux ensembles emboîtés de séquences de dépôt, elles-mêmes emboîtées les unes dans les autres. L'emboîtement de niveau supérieur traduit la répétition par deux fois du phénomène tectonique responsable du cycle Lindos/Arkhangelos, au cours du Pléistocène. Quant aux séquences de dépôt de niveau hiérarchique inférieur, elles peuvent correspondre à des oscillations glacio-eustatiques dont on sait, par les isotopes de l'océan mondial, que leur amplitude a augmenté par rapport à celles du Pliocène supérieur. Une étude pollinique en cours montre cependant qu'il pourrait exister deux cycles climatiques dans une des séquences de la baie de Tsampika, ce qui compliquerait encore le schéma.

Toutes ces formations sont ravinées par un ensemble de plages quadernaires non datées, soulevées à des altitudes variables (localement une centaine de mètres).

Sommaire

| | |
|--|-----------|
| Résumé | 01 |
| Sommaire | 02 |
| Programme | 03 |
| 1. Introduction | 04 |
| 1.1. Stratigraphie (état des connaissances bibliographiques) | 04 |
| 1.2. Remarques stratigraphiques | 08 |
| 1.3. Les organismes des dépôts plio-pléistocènes de Rhodes | 10 |
| 1.4. Sédimentologie et stratigraphie séquentielle | 13 |
| 1.4.1. Traces de variations du niveau marin | 14 |
| 1.4.2. Interférentiel de houle | 14 |
| 1.4.3. Couches de tempête nappées d'argile | 16 |
| 2. Excursion | 17 |
| 2.1. Site de Kritika | 17 |
| 2.2. Site de Faliraki/Kalitheia | 17 |
| 2.3. Site de Vagia | 18 |
| 2.4. Site de Tsampika | 18 |
| 2.5. Site de Ladiko | 19 |
| 2.6. Site de Lindos | 20 |
| 2.7. Conclusions | 20 |
| 3. Bibliographie récente | 22 |
| 4. Figures HT | |

Programme

8 septembre : transferts

9 septembre : La formation Kritika (Pliocène sup.) dans sa localité-type. Faciès de plage. Analyse des discontinuités séquentielles dans les cycles T/R.

10 septembre : Faliraki/Kalithea : formation Kritika (plages en régression forcée, beach-rocks, cortèges transgressif organogènes), formation de Rhodes (faciès de l'ennoyage et cônes d'éboulis sous-marins du haut-niveau), incisions pléistocènes et plages soulevées récentes.

11 septembre : Vagia/ Tsampika : à Vagia, formation de Rhodes (calcaire transgressif Kolymia, argiles de Lindos, faciès et faunes), à Tsampika, spectaculaire emboîtement des séquences pléistocènes.

12 septembre : journée libre

13 septembre : Ladiko : systèmes emboîtés multiples pléistocènes.

14 septembre : Lindos : le cycle argiles de Lindos/ calcarénites d'Arkhangelos dans sa localité-type.

15 septembre : transferts

1. Introduction

1.1. Stratigraphie (état des connaissances bibliographiques)

L'arc hellénique représente la zone de subduction de la plaque africaine sous la plaque égéenne. A l'arrière de la fosse hellénique, on trouve un arc sédimentaire, puis, plus au nord, un arc volcanique. L'île de Rhodes est située à l'extrémité orientale de l'arc sédimentaire, près des côtes de Turquie (Fig. 1).

La série géologique antérieure au Pliocène est constituée de roches du Mésozoïque au Miocène inférieur. Ces dépôts ont ensuite été plissés et fracturés, puis karstifiés. Différentes formations fluviatiles, lacustres et continentales d'âge pliocène moyen à supérieur s'installent ensuite sur ce substratum.

A la fin du Pliocène, des failles séparent les terrains préexistants en un certain nombre de blocs tectoniques qui vont former des horsts et des grabens subissant des mouvements verticaux plus ou moins indépendants et importants (Pirazzoli et al. 1989). Il en résulte l'installation dans certains bassins de dépôts fluviatiles et lacustres (*formation de Damatria*) qui laissent progressivement la place aux sédiments saumâtres, puis marins de la *formation de Kritika* (Fig. 2). Les dépôts sus-jacents, regroupés dans la *formation de Rhodes*, sont beaucoup plus diversifiés. La *formation de l'Acropole de Lindos* couronne la série marine plio-pléistocène (Hanken et al. 1996).

1.1.1. La Formation Kritika

La formation Kritika présente des caractères relativement uniformes (Meulenkamp et al. 1972, Broekman 1973, Hanken et al. 1996). Elle comprend des dépôts terrigènes de granulométrie très variable: conglomérats, grès et sables, silts, argiles. Des niveaux charbonneux, associés à des rhizolithes et à des faunes saumâtres, apparaissent parfois localement. Les faciès carbonatés sont très peu développés; ils sont limités aux rhodolithes algaires et aux squelettes d'invertébrés (coraux, mollusques, bryozoaires) parfois abondants dans certains niveaux grossiers et aux croûtes organogènes (corallinacées, bivalves, serpules, bryozoaires) recouvrant souvent une partie de la surface des bancs gréseux. De grandes colonies de coraux (*Cladocora caespitosa*) sont fréquemment visibles au sommet de ces bancs gréseux.

La localité type de la formation de Kritika montre une série épaisse d'environ 130 mètres mais la partie inférieure se trouve sous le niveau marin actuel. A Faliraki, une centaine de mètres de dépôts sont visibles. L'épaisseur totale de la formation est estimée à environ 180 mètres par Mutti et al. (1970).

La nature des dépôts, ainsi que les organismes associés indiquent que la formation de Kritika s'est déposée à de faibles profondeurs, au plus une trentaine de mètres (Hajjaji et al. 1998). Des oscillations plus ou moins importantes du niveau marin sont cependant observables dans toute la série.

La formation de Kritika est considérée comme étant d'âge pliocène supérieur; ceci sur la base des assemblages d'ostracodes (Sissingh 1972) et de sporomorphes (Benda et al. 1977).

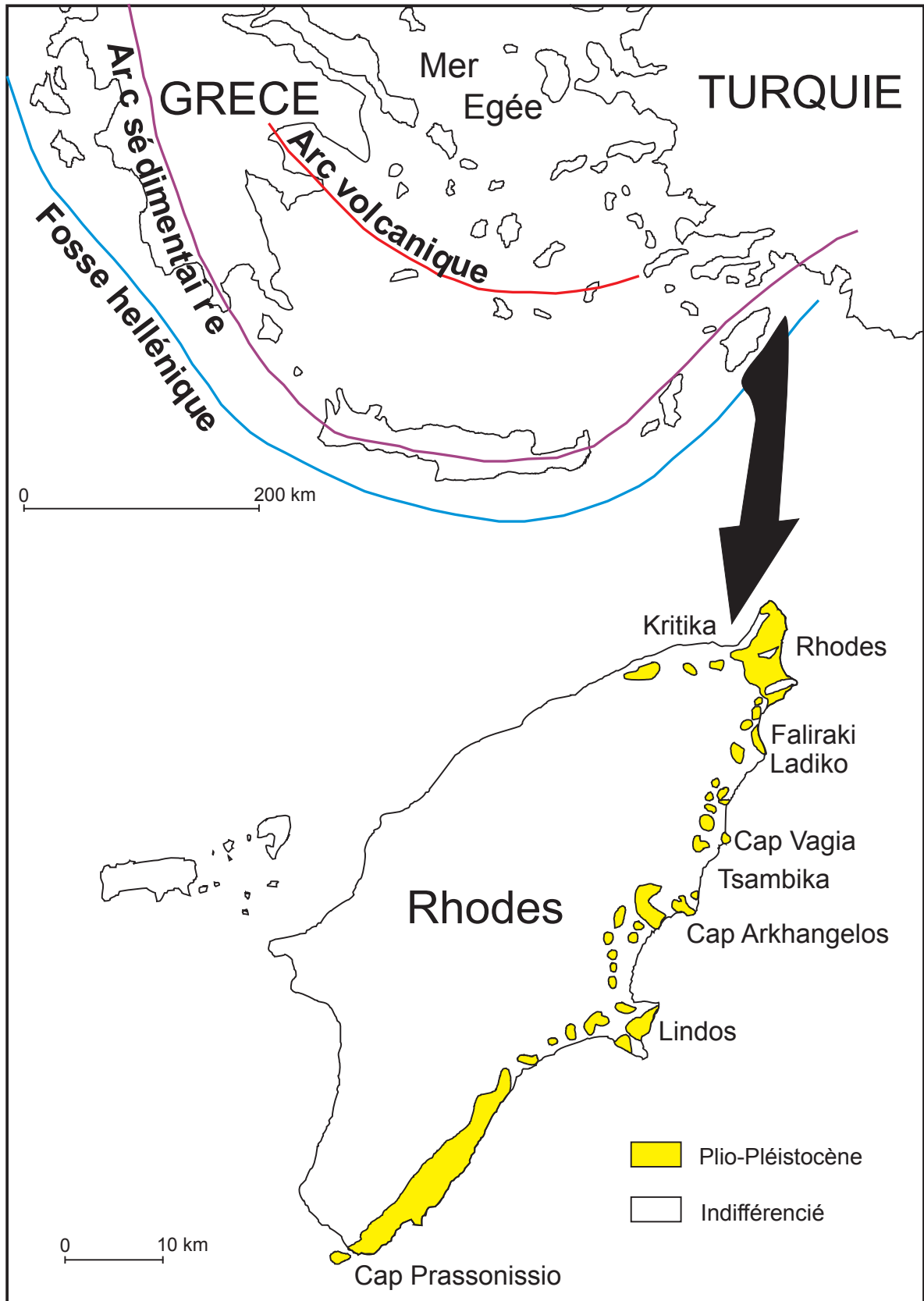


Fig. 1 - Situation de l'île de Rhodes dans l'arc hellénique.
(d'après Hanken *et al.* 1996)

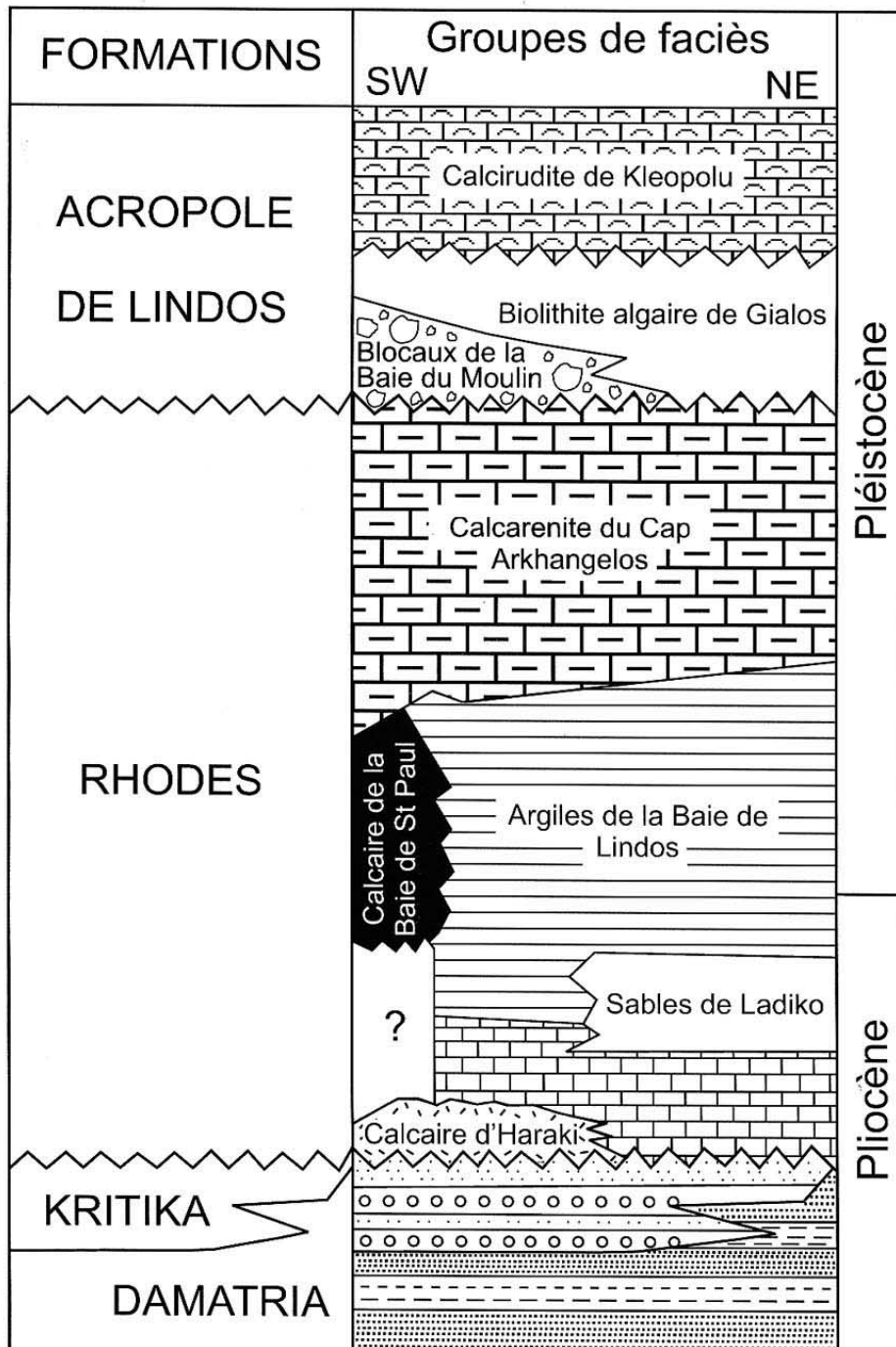


Fig. 2 - Stratigraphie des formations plio-pléistocènes de l'île de Rhodes.
(d'après Hanken et al. 1996)

1.1.2. La Formation de Rhodes

Elle est subdivisée en six groupes de lithofaciès plus ou moins imbriqués (Hanken et al. 1996).

1.1.2.1. Calcaire d'Haraki

Ce lithofaciès comprend un conglomérat de base suivi de grainstones et packstones à nombreux rhodolithes algaires.

De faible épaisseur (environ trois mètres), cet ensemble n'est observable qu'en certains points de la côte sud de l'île.

1.1.2.2. Calcaire de Kolymbia

Il s'agit d'un calcaire riche en restes d'invertébrés et dont la granulométrie diminue vers le sommet en même temps qu'augmente la teneur en argile. Ce lithofaciès se dépose au-dessus de la formation de Kritika, sur le calcaire de Haraki, ou directement sur les calcaires mésozoïques perforés par de nombreux lithophages. La macrofaune est particulièrement abondante, constituant parfois des accumulations (mollusques et brachiopodes) ou même, au cap Vagia, un niveau construit à bryozoaires (Spjeldnaes & Moissette 1997). On note également la grande variété des assemblages de traces fossiles.

L'épaisseur du calcaire de Kolymbia varie de quelques décimètres sur les flancs de certains bassins à environ 20 m dans les dépressions.

Parmi les foraminifères, les ostracodes et les mollusques, quelques espèces eurybathes montrent que les profondeurs de dépôt sont de plus en plus importantes: de quelques mètres (à la base) jusqu'à plus de 250 m (au sommet).

L'étude magnétostratigraphique réalisée par Løvlie et al. (1989) indique un âge pliocène supérieur pour l'ensemble du calcaire de Kolymbia.

1.1.2.3. Argiles de la baie de Lindos

Ce sont des argiles compactes de couleur gris-bleu, à teneurs variables en carbonate et en silt. Des niveaux finement laminés alternent souvent avec des zones plus ou moins fortement bioturbées. Les macrofossiles ne sont pas très fréquents; ce sont essentiellement des bivalves, des scaphopodes, des ptéropodes et des bryozoaires. Des horizons à coraux profonds (*Lophelia pertusa*, *Madreporaria oculata* et *Caryophyllia smithi*) peuvent localement apparaître. Les microfossiles (foraminifères et ostracodes) sont par contre très abondants et diversifiés. Des restes de végétaux (cônes de *Pinus*, feuilles...) sont également observés dans quelques niveaux.

Ces argiles sont facilement érodées et seules certaines dépressions permettent d'observer les épaisseurs maximales: environ 30 m au cap Vagia, moins de 25 m dans la baie de Lindos.

L'augmentation progressive de la bathymétrie, amorcée au cours du dépôt du calcaire de Kolymbia sous-jacent, se poursuit pendant la sédimentation des argiles de Lindos. Différents foraminifères, ostracodes, mollusques et bryozoaires, ainsi que les traces fossiles (abondants *Zoophycos*) indiquent des profondeurs maximales d'environ 600 m (Moissette & Spjeldnaes 1995, Hanken et al. 1996). Elles correspondent à la partie inférieure des argiles de Lindos et traduisent le maximum de la transgression pliocène. On observe ensuite une diminution de la profondeur de dépôt.

A partir de l'étude magnétostratigraphique de trois coupes levées au cap Vagia, la base des argiles de Lindos a été datée par Løvlie et al. (1989) à 3 Ma, alors que le sommet a un âge inférieur à 0,7 Ma. La limite Pliocène/Pléistocène se situe donc à environ 5 m au-dessus de la transition entre les calcaires de Kolymbia et les argiles de Lindos.

1.1.2.4. Calcaire de la baie de St-Paul

Ce lithofaciès est un calcaire induré de couleur généralement brun-rouge ou parfois verdâtre. On y trouve des fragments de roches du substratum, ainsi que quelques fossiles: coraux branchus (*Lophelia pertusa*), bivalves, gastropodes (ptéropodes notamment) et brachiopodes (*Gryphus vitreus*).

Ce faciès forme des placages de faible épaisseur (de quelques centimètres à au plus 2 m à la localité type) sur les rochers mésozoïques de la région de Lindos et en particulier dans la Baie de St Paul.

Lors de la transgression pliocène, les surfaces des falaises mésozoïques ont d'abord été perforées par des lithophages, puis recouvertes d'une croûte d'un calcaire peu profond. En milieu épibathyal (indiqué par la présence de coraux et brachiopodes profonds), le calcaire de la Baie de St Paul s'est ultérieurement installé. Il a ensuite été encroûté par des calcaires littoraux.

Ce lithofaciès est un équivalent latéral des argiles de Lindos, mais un équivalent très condensé, comme l'indique la présence de hardgrounds noirâtres.

1.1.2.5. Sables de Ladiko

Il s'agit d'une alternance de bancs sableux, généralement riches en galets et squelettes d'invertébrés, et de niveaux argileux et silteux de couleur beige à brun-vert et souvent laminés. Les figures sédimentaires observées sont notamment des stratifications entrecroisées, des rides de courant et des HCS. Les niveaux argileux sont relativement pauvres en restes d'organismes: bivalves à coquille mince, empreintes de feuilles et bois fossiles, rares bryozoaires érigés-flexibles. La faune des bancs grossiers est au contraire abondante; elle comprend de nombreux coraux, mollusques, bryozoaires et crustacés. Ces organismes proviennent de milieux différents: endofaune et épifaune sub-autochtones des substrats meubles sablo-vaseux (bivalves, gastropodes et bryozoaires cupuliformes), endofaune autochtone des fonds meubles vaseux (bivalves fouisseurs comme *Panopea*) et épifaune allochtone, arrachée et transportée depuis les rochers qui se trouvaient au voisinage (*Cladocora*, *Mytilus*, *Ostrea*, *Spondylus*, *Patella*, *Fissurella*, bryozoaires branchus, balanes, etc.).

Dans la baie proche de Ladiko, la coupe type montre des dépôts d'une épaisseur totale d'environ 30 m.

Les figures sédimentaires, le mélange de faunes provenant de milieux différents et les organismes rencontrés indiquent un paléoenvironnement de type golfe peu profond et assez abrité. Des organismes se développaient sur et dans les fonds vaseux, relativement peu oxygénés, et les tempêtes remaniaient périodiquement ces sédiments tout en accumulant du matériel plus grossier provenant des substrats rocheux voisins. Des fonds de sables vaseux et coquilliers se mettaient également ainsi en place, permettant l'épanouissement de communautés de milieux plus oxygénés.

Les sables de Ladiko sont placés par Hanken et al. (1996) entre le calcaire de Kolymbia et les argiles de Lindos (Fig. 2). De ce fait, il s'agit pour eux de dépôts d'âge pliocène. Nous considérons au contraire que ce lithofaciès correspond à des séquences emboîtées qui se sont déposées au cours du Pléistocène inférieur.

1.1.2.6. Calcarénite du Cap Arkhangelos

Ce faciès est un calcaire plus ou moins argileux et sableux, riche en galets et graviers, ainsi qu'en débris de squelettes divers: rhodolithes algaires, mollusques (nombreux *Glycymeris*, *Cardium*, *Pecten*, *Chlamys*), annélides tubicoles (*Ditrupa*), brachiopodes, bryozoaires, etc. Tous ces dépôts sont fortement bioturbés. En fonction de la lithologie et des structures sédimentaires, Hansen (1999) distingue 5 sous ensembles à l'intérieur de ce lithofaciès. Une des caractéristiques principales est la présence de nombreux clinofformes de grande taille, formés de bancs d'épaisseur variable (de 10 cm à plus d'un mètre) et fortement inclinés (avec des angles allant jusqu'à 30°). Chaque clinofforme débute généralement par un lit de graviers et galets, puis la granulométrie diminue ensuite vers le sommet.

L'épaisseur totale de la calcarénite du Cap Arkhangelos est d'environ 20 à 30 m, mais les phénomènes d'érosion tronquent souvent le sommet de cette série.

Les corps sédimentaires carbonatés de ce lithofaciès formaient des dépôts progradant vers le bassin pendant une chute du niveau marin relatif. La base de la calcarénite représente une sédimentation en milieu de profondeur moyenne, alors que les dépôts du sommet correspondent à une phase d'émersion. Les restes d'organismes proviennent cependant de milieux différents (substrats meubles et durs, hydrodynamisme plus ou moins fort, etc.) et ont été accumulés dans des chenaux par les tempêtes.

La calcarénite du Cap Arkhangelos est d'âge pléistocène inférieur.

1.1.3. Formation de l'Acropole de Lindos

Cette formation comprend trois groupes de faciès (Hanken et al. 1996) qui n'existent que près du rivage proche de Lindos.

1.1.3.1. Couche à blocs de la baie du Moulin à Vent

Observable au fond d'une baie proche d'un moulin abandonné, ce faciès est constitué de blocs érodés de calcarénite d'Arkhangelos recouverts de croûtes formées de couches alternantes de microbialite et de bryozoaires. Les masses calcaires arrondies ont un diamètre pouvant aller jusqu'à plusieurs mètres et les croûtes organogènes une épaisseur de plusieurs centimètres. On trouve entre les blocs une matrice calcarénitique et des coquilles de mollusques.

Le banc à blocs de la Baie du Moulin érode les dépôts sous-jacents (en particulier les argiles de Lindos) et son épaisseur est relativement variable, de 3 à 6 m. Des blocs de calcarénite d'Arkhangelos ont été arrachés par la houle lors de tempêtes, puis resédimentés dans un environnement littoral (quelques mètres de profondeur). Les croûtes organogènes se sont alors formées.

Ce lithofaciès, comme toute la formation de l'Acropole de Lindos, est d'âge pléistocène.

1.1.3.2. Biolithite algair de Gialos

Ce faciès est également observable seulement près de Lindos, au nord-est d'une ancienne carrière. Il s'agit d'un boundstone édifié par des algues calcaires mélobésiées. Des niveaux stromatolithiques, une riche faune de bivalves, ainsi que des bryozoaires sont associés à ce faciès par ailleurs riche en sable.

Ces dépôts très peu épais (environ 3 m) se sont développés dans la zone infralittorale.

1.1.3.3. Calcirudite de Kleopolu

Bien visible au niveau de la même carrière abandonnée, ce lithofaciès est séparé de la biolithite de Gialos par une surface érosive correspondant à une émergence suivie d'une karstification. Les sédiments rencontrés sont de type grainstone à packstone grossiers, avec de nombreux débris d'algues, des fragments de coquilles, ainsi que des galets et graviers provenant du socle ou des dépôts plio-pléistocènes sous-jacents.

Très variable, l'épaisseur de ce lithofaciès atteint au plus 12 m.

Le paléoenvironnement correspond à des barres de sables carbonatés déposées dans une zone proche du rivage et donc à fort hydrodynamisme.

1.2. Remarques stratigraphiques

Nous ne disposons d'aucun élément biostratigraphique, ni magnétostratigraphique nouveau par rapport à ce qui a été fait jusqu'ici. (magnétostratigraphie en projet). Néanmoins, les observations que nous avons réalisées au cours de deux missions de 10 jours (1997 et 2000) montrent que les phénomènes d'emboîtement des séries a été largement sous-estimé, pour ne pas dire passé inaperçu dans certaines localités. Le schéma stratigraphique modifié que nous présentons (figs. 3 et 4) est, pour l'instant, basé uniquement sur des observations géométriques, faciologiques et séquentielles.

Au plan stratigraphique, sur la Formation Kritika, nous n'apportons rien. Nous montrons qu'il s'agit de séquences de progradation/rétrogradation de plages, liées à des oscillations à haute fréquence mais d'amplitude modérée du niveau marin relatif (quelques dizaines de mètres), d'après la profondeur estimée des faciès argileux de haut niveau marin relatif les plus profonds. Les corrélations séquentielles réalisées dans la baie de Kritika indiquent une polarité terre-mer orientée de la côte nord actuelle vers l'intérieur de l'île. Ceci est en accord avec le caractère très polygénique des conglomérats de plage des toits de séquences, qui réclame un bassin versant géologiquement varié. L'île était alors rattachée à l'Asie mineure.

En accord avec Hanken et al. (1996), il est nécessaire de placer une baisse du niveau marin relatif à la fin du dépôt de la Formation Kritikan, même si ceci n'est pas évident dans le nord de la baie de Faliraki (jour 2 de l'excursion). Les dépôts basaux du cycle suivant (Lindos/Arkhangelos) transgressent en effet directement en certains points (Vagia) les paléoreliefs de calcaires mésozoïques qui ont bien dû être localement « nettoyés » des dépôts de la Formation Kritika. Cette baisse du niveau de base a dû nécessairement être assez forte, donc d'origine tectonique, sans qu'on puisse en estimer l'importance.

Dans l'ensemble, nous confirmons les résultats de Hanken et al. (1996) sur ce que nous appellerons ici le cycle de Lindos/Arkhangelos. Il s'agit bien d'un cycle d'ennoyage majeur de l'île et les calcarénites d'Arkhangelos représentent bien la partie « régressive » du cycle. Ce cycle est particulier en raison du recul drastique de la côte continentale. Les seuls dépôts sur Rhodes seront alors des drapages argileux distaux, les argiles de Lindos qui vont tapisser les cuvettes des reliefs noyés.

En revanche, nous mettons en doute le fait que les sables de Ladiko soient un faciès latéral des argiles de Lindos ; sur la base d'arguments géométriques, faciologiques et séquentiels,

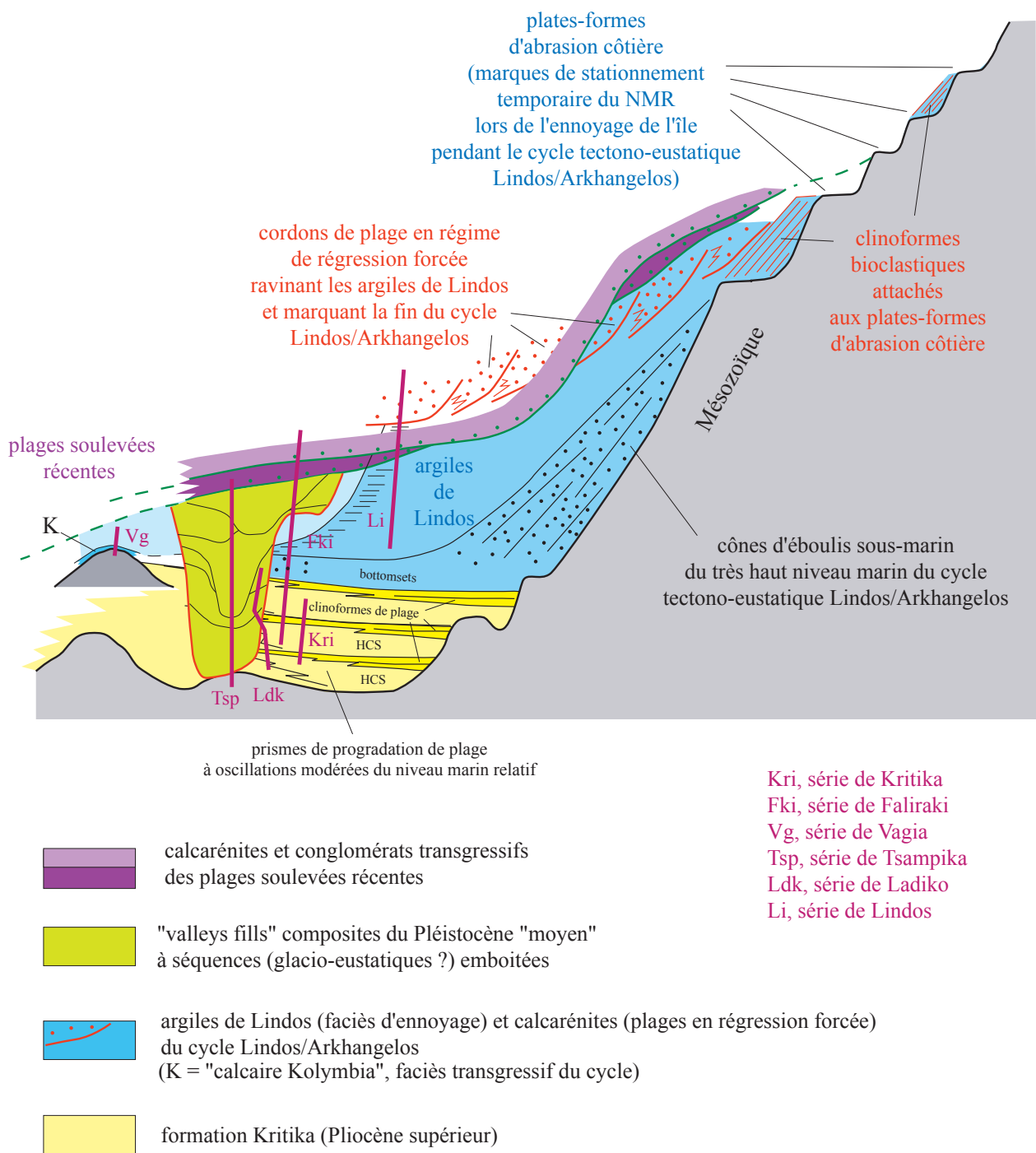


Fig. 3 - Schéma montrant les relations géométriques et stratigraphiques entre les différentes formations plio-pléistocènes de Rhodes.

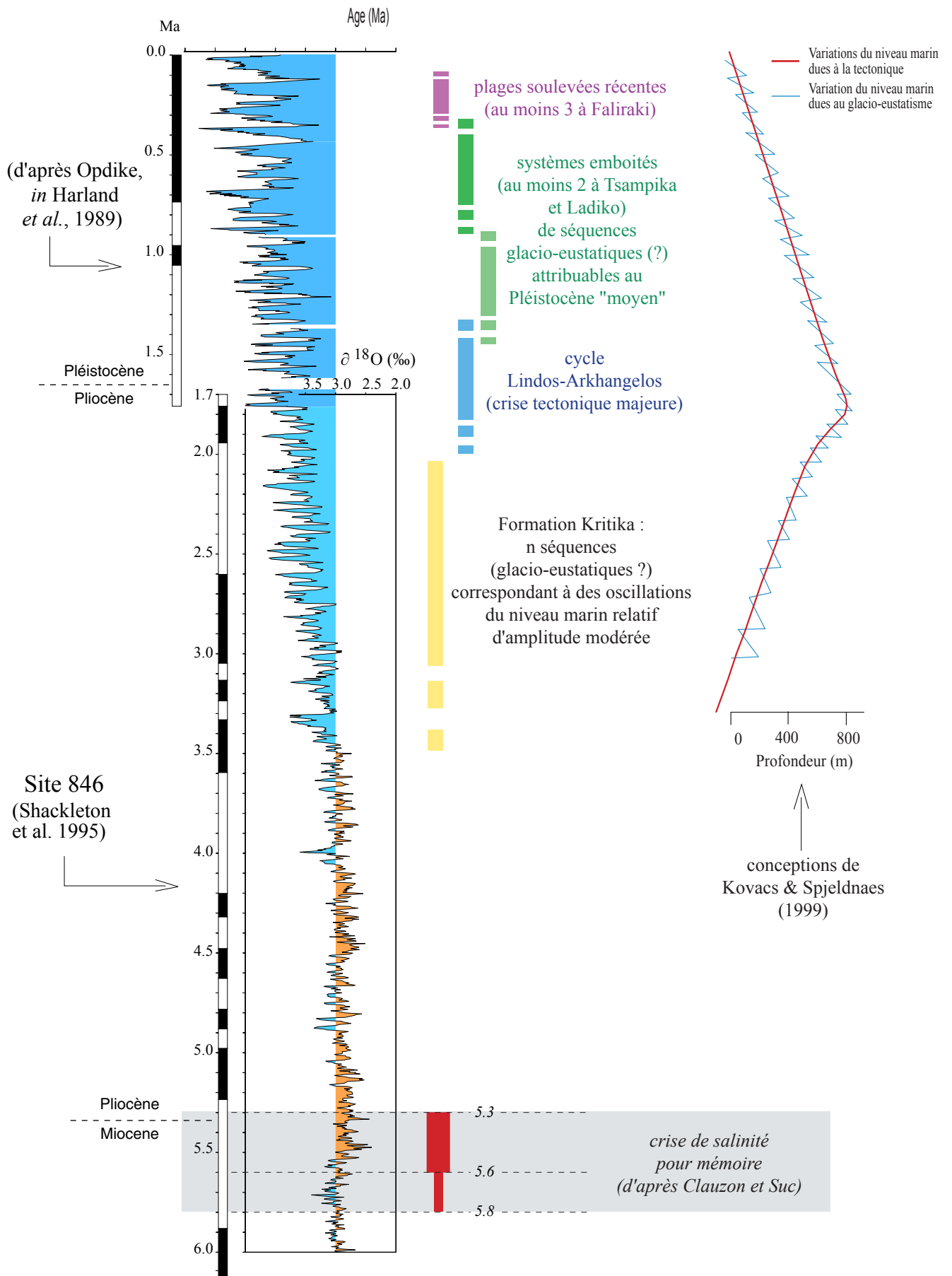


Fig. 4 - Position stratigraphique approximative des principales formations sédimentaires plio-pléistocènes de Rhodes (elles sont positionnées en face de la courbe isotopique qui dépeint en première approximation la composante glacio-eustatique des variations du niveau marin relatif)

nous rejetons également l'hypothèse qu'il puisse s'agir d'un cortège transgressif particulier du cycle de Lindos/Arkhangelos, qui n'existerait qu'à Ladiko. Nous attribuons ces sables à un remplissage de vallée incisée pléistocène qui ravine la formation Kritika.

C'est probablement au cours de ce cycle majeur de variation du niveau marin relatif que se sont réalisées les plates-formes d'abrasion littorales qui s'étagent sur les reliefs jusqu'à plus de 500 m d'altitude. Une profondeur de dépôt de près de 800 m est admise par Kovacs et Spjeldnaes (1999) sur la base des faunes dans les argiles de Lindos. Au maximum de transgression, l'île devait être réduite au petit chicot central qui culmine actuellement vers 1200 m d'altitude. Ces plates-formes d'abrasion marquent des phases de stationnement du niveau marin relatif, soit en montée, soit en descente. En descente, elles ont sûrement fonctionné comme de petites plates-formes carbonatées mais, en l'absence d'espace disponible, les calcarénites produites se sont accumulées sur les pentes pour constituer (fig. 3) des cliniformes spectaculaires. A la fin de la régression, les calcarénites d'Arkhangelos viennent raviner, en régime de régression forcée, les argiles de Lindos qui tapissent le fond des cuvettes. C'est particulièrement net dans la baie de Lindos.

Les systèmes de vallées incisées emboîtées (fig. 3), postérieures aux argiles de Lindos, n'ont pas été décrits jusqu'ici. Ils sont particulièrement spectaculaires dans la baie de Tsampika. Il s'ensuit que les conceptions de Kovacs et Spieldnes (1999) d'une régression tectono-eustatique continue (fig. 4) depuis le dépôt des argiles de Lindos est fautive. Nous avons identifié à Tsampika et à Ladiko au moins deux paléovallées emboîtées, remplies chacune par des séquences de dépôt elles-mêmes emboîtées. Le degré d'emboitement des séquences mineures est fort, beaucoup plus fort que pour les séquences de la Formation Kritika. Certains faciès sont ainsi « court-circuités » dans les séquences, au contraire des séquences de la formation Kritika ; il est courant de voir des cailloutis fluviaux sur les surfaces d'érosion qui entaillent les argiles profondes ; les cortèges transgressifs sont beaucoup moins organogènes que dans Kritika, etc. Toutes ces observations indiquent qu'il pourrait s'agir de séquences glacio-eustatiques pléistocènes (d'amplitude beaucoup plus grande que dans le Pliocène supérieur (fig. 4)) déposées dans un climat globalement plus froid (instertades chauds moins chauds qu'au Pliocène supérieur et de ce fait moins favorables à la production carbonatée).

Le fait que ces séquences emboîtées remplissent des paléovallées elles-mêmes emboîtées montre que le phénomène tectono-eustatique du cycle de Lindos/Arkhangelos s'est reproduit au cours du Pléistocène au moins à deux reprises. Il est donc clair que les dépôts pléistocènes (« moyen » ?) enregistrent la superposition de phénomènes glacio-et tectono-eustatiques, les seconds ayant une amplitude supérieure à celle des premiers. Ces deux cycles tectono-eustatiques sont positionnés très approximativement par rapport à la courbe isotopique de la figure 4.

Enfin, nous avons regroupé sous l'appellation « plages récentes soulevées » (fig. 4) tous les dépôts ultérieurs qui recouvrent en discordance de ravinement (plages transgressives) les dépôts précédents. Cette catégorie inclut les différents membres de la Formation de l'Acropole de Lindos de Hanken et al. (1996). Ces plages calcarénitiques, à semelle souvent conglomératique, ne sont pas datées. Elles s'étagent à des altitudes différentes, sans doute en raison des mouvements récents qui affectent encore l'île (Pirazzoli et al. 1989). Il est difficile de les corréler sur le pourtour de l'île. On en dénombre trois dans la corniche de Kritika, en discordance sur la Formation Kritika proprement dite.

1.3. Les organismes des dépôts plio-pléistocènes de Rhodes

Les restes d'organismes sont généralement abondants, ou parfois même très abondants, dans tous les sédiments marins du Pliocène supérieur et du Pléistocène inférieur de Rhodes. La diversité de certains groupes est également remarquable et l'état de conservation le plus souvent excellent. On trouve également de nombreuses traces fossiles. Un véritable paradis pour le paléontologue !

Une grande partie de la biodiversité observée est probablement due à l'existence, dans une zone d'étendue pourtant limitée, de nombreux habitats allant de l'infralittoral au bathyal (600 m environ), ainsi que de substrats variés. Les mouvements tectoniques et les oscillations glacio-eustatiques, en induisant de fréquentes variations du niveau marin relatif, ont favorisé la multiplication de petits bassins plus ou moins isolés dans lesquels des organismes très différents pouvaient se développer.

Les conditions climatiques particulières, à la région et à la période, expliquent également la présence, presque simultanée, de peuplements d'eaux chaudes et d'organismes vivant habituellement dans les eaux froides de l'Atlantique boréal. Ces espèces sténothermes ont maintenant disparu de la Méditerranée. L'isolement de la mer Égée a en effet pour conséquence l'existence d'eaux de surface relativement chaudes ainsi qu'une certaine stabilité climatique. Au contraire, des eaux froides sont arrivées dans cette région depuis l'Atlantique nord au cours des périodes glaciaires du Plio-Pléistocène, amenant avec elles des faunes boréales, le plus souvent profondes. Ceci a été probablement favorisé par des conditions océanographiques particulières: circulations rendues plus faciles par un seuil de Gibraltar plus profond et par la réduction du plateau continental liée à la présence d'une fosse marine à proximité immédiate des côtes de Rhodes (Moissette & Spjeldnaes sous presse).

Cyanobactéries et bactéries

Ces prokaryotes édifient divers types de microbialites dont les monticules (1 à 2 mètres de diamètre) sont notamment visibles à Tsampika et aux environs de Lindos. D'autres organismes sont plus ou moins étroitement associés à ces constructions: algues calcaires, mollusques, annélides tubicoles, bryozoaires.

Les milieux dans lesquels se sont développées ces microbialites sont peu profonds: quelques mètres le plus souvent. Tout indique cependant des salinités normales.

Algues calcaires mélobésiées

Elles sont souvent présentes dans les dépôts peu profonds de Rhodes: nodules et formes branchues (maerl). Elles interviennent également dans la constitution de croûtes relativement peu épaisses sur les barres gréseuses de la formation de Kritika. Dans les dépôts étudiés, ces algues ne se développent cependant jamais sous forme de véritables édifices construits (à l'exception peut-être de la biolithite algaire de Gialos).

Végétaux supérieurs terrestres

Des empreintes de feuilles et des restes plus ou moins charbonneux (bois, cônes de pins...) sont trouvés dans un certain nombre de niveaux argileux, le plus souvent laminés, appartenant à différentes formations et lithofaciès.

Les spores et pollens sont également rencontrés en assez grande abondance dans la plupart des sédiments fins (Meulenkamp et al. 1972, Benda et al. 1977, Sauvage 1980).

Foraminifères

On les trouve dans tous les sédiments marins de Rhodes. Ils sont pratiquement toujours abondants et très diversifiés. Du fait de la réduction du plateau continental, des formes planctoniques sont généralement associées aux formes benthiques, y compris dans des dépôts très littoraux.

Spongiaires

Ils sont présents sous forme de spicules calcaires ou siliceux dans un certain nombre de niveaux.

Les spongiaires perforants (cliones) laissent par ailleurs des traces dans de nombreux substrats calcaires de faible profondeur.

Cnidaires

Ils sont représentés par des coraux solitaires (*Flabellum*, *Caryophyllia*) et par des formes coloniales. Parmi les scléactiniaires hermatypiques pliocènes à actuels, une seule espèce (*Cladocora caespitosa*) vit en Méditerranée; elle édifie des colonies pouvant atteindre un mètre de diamètre. La présence de coraux profonds (notamment *Lophelia pertusa*) caractérise certains niveaux particuliers à l'intérieur des argiles de Lindos.

Annélides tubicoles

Ces organismes sont représentés par deux types de morphologies: les serpulidés *sensu stricto* sont fixés par cimentation de leur tube calcaire sur différents substrats durs, alors que les ditrupidés, qui sécrètent une coquille conique ouverte aux deux extrémités, vivent partiellement enfouis dans des sédiments meubles.

Mollusques

Avec les bryozoaires, il s'agit de l'embranchement le plus diversifié. Trois classes de Mollusques sont représentées dans les dépôts du Plio-Pléistocène de Rhodes.

Les Gastropodes appartiennent à des groupes à écologies différentes: épibiontes sur substrats durs (*Trochus*, *Patella*, *Fissurella*, *Haliotis*), endobiontes dans des sédiments meubles (*Turritella*, *Natica*) et formes planctoniques (Ptéropodes). Les Ptéropodes sont présents dans de nombreux niveaux, mêmes relativement littoraux: ceci n'indique pas toujours une profondeur de dépôt importante, mais seulement l'absence presque complète de plateau continental autour de Rhodes.

Les Bivalves sont également très variés. On trouve des genres vivant sur les substrats durs (*Anomia*, *Ostrea*, *Mytilus*, *Spondylus*) ou dans les sédiments meubles (*Glycymeris*, *Panopea*, *Nucula*, *Cardium*), des formes foreuses (*Lithophaga*), des formes libres (*Pecten*, *Propeamussium*) et des formes interstitielles (*Chlamys*, *Arca*, *Lima*).

Les Scaphopodes sont présents dans quelques niveaux sableux, ainsi que dans les argiles de Lindos.

Brachiopodes

Une dizaine d'espèces a été recensée dans les dépôts du Plio-Pléistocène de Rhodes. La plupart de ces espèces sont relativement eurybathes, mais la présence de *Gryphus vitreus* dans la partie supérieure du calcaire de Kolymbia et dans les argiles de Lindos indique des profondeurs supérieures à 100 m.

Bryozoaires

Ils sont omniprésents dans tous les faciès et ils constituent parfois l'essentiel de certains sédiments. Leur diversité est également extrêmement grande: 250 espèces déjà déterminées, probablement au total plus de 300 espèces. Ces chiffres, comparés aux 300 espèces à squelette calcifié recensées dans la Méditerranée actuelle, donnent une idée de la biodiversité de cet embranchement (Moissette & Spjeldnaes sous presse). Les morphologies coloniales sont également très diversifiées: types encroûtants, noduleux, branchus (rigides et flexibles), cupuliformes, etc.

Crustacés

Les Ostracodes sont présents dans pratiquement tous les niveaux. Leur variété est également grande: rien que dans la coupe de Kritika, plus de 120 espèces ont ainsi déjà été identifiées (Hajjaji et al. 1998).

Les Décapodes se rencontrent dans presque tous les dépôts du Plio-Pléistocène de Rhodes, mais seulement sous forme de fragments de carapaces et surtout d'appendices.

Les Cirripèdes sont représentés par plusieurs espèces de Balanidés caractéristiques des substrats durs de la zone littorale.

Echinodermes

Des restes d'oursins réguliers et irréguliers (radioles, plaques, plus rarement thèques entières) sont trouvés dans la plupart des dépôts étudiés. On citera les genres *Cidaris*, *Echinocyamus*, *Echinolampas* et *Echinocardium*.

Poissons

Leurs restes ne sont jamais abondants dans le Plio-Pléistocène de Rhodes. On trouve des dents, des épines et des otolithes surtout dans les niveaux argileux, particulièrement dans les argiles de la Baie de Lindos.

1.4. Sédimentologie et stratigraphie séquentielle

La stratigraphie séquentielle est avant tout une méthode d'analyse des séries sédimentaires, loin de tout parti pris sur les causes des variations du niveau marin relatif, sans référence à aucune « charte ». Elle est fondée sur l'analyse des faciès de dépôt, en termes de profondeur. Elle cherche en premier lieu à faire la part du « continu » et du « discontinu » dans les successions observées. Elle cherche la signification des cassures de faciès dans ces successions : surfaces à valeur autocyclique (liée à la dynamique propre du système de dépôt ou surfaces à valeur allocyclique (surfaces d'érosion de transgression, surface d'émergence, les deux). Elle se pratique avec efficacité dans les dépôts côtiers, plus difficilement ailleurs. Elle fait intervenir la notion fondamentale d'accommodation, à dissocier du faciès. Un faciès « régressif » peut par exemple être « transgressif » en termes d'accommodation.

La base de l'analyse séquentielle est la sédimentologie de faciès. Comme les séquences Plio-pléistocènes de Rhodes sont une merveilleuse vitrine des séquences de plage, nous faisons ici quelques remarques d'ordre sédimentologiques sur les faciès d'avant-plage qui sont encore mal connus, contrairement à bien des opinions exprimées. On insistera ici sur deux points : les structures interférentes cogénétiques de houle et les couches de tempête à drapages argileux qui, ces dernières, sont une caractéristique des séquences plio-pléistocènes de Rhodes.

1.4.1. Traces de variations du niveau marin.

Elles sont omniprésentes sur Rhodes. La figure 5 en regroupe quelques unes, depuis les plus évidentes (encoches littorales, perforations) jusqu'aux plus subtiles (figs. 5e et 5f).

Au plan sédimentaire, elles se déduisent des géométries stratigraphiques que nous observons ou que nous reconstituons par interprétation séquentielle.

1.4.2. Figures sédimentaires de l'interférentiel de houle de l'avant-plage

Les séquences de plage du Pléistocène de Rhodes offrent à l'observation des structures entrecroisées caractéristiques de la zone bosselée de l'avant-plage, mises en place à moins de 3 m de profondeur et uniquement attribuables à la houle. Bien qu'à l'expérience très répandues dans les environnements actuels et anciens, ces structures restent assez paradoxalement mal connues. Nous les étudions actuellement à la fois dans les avant-plages actuelles, dans les séquences de plage anciennes, silico-clastiques ou calcarénitiques, ainsi que par modélisation hydrodynamique.

La zone bosselée ("rough zone") de l'avant-plage est bien connue des baigneurs : entre 0,5 et 1 m de profondeur au maximum, on quitte la zone plane de plage due au déferlement des vagues pour entrer dans une zone où le fond sableux est très irrégulier (surtout après une houle forte) et où l'on perd localement pied. Ce secteur très peu profond du prisme de plage a notamment été étudié dans les années 70 (Clifton et al. 1971) sur la côte de l'Orégon battue par les grandes houles du Pacifique, où ont été décrites des rides sableuses particulières ("lunate megaripples") par 2 à 3 m de fond. Depuis, plus rien, ou à peu près, sur le sujet. En revanche, les HCS ont reçu une attention soutenue au cours de années 70-80. La figure 6b montre une séquence caractéristique tirée des grès tithoniens du Boulonnais où des HCS de longueur d'onde



photo S. Ferry

a - Encoches d'érosion littorales récentes. (Lindos)



photo S. Ferry

b - Encoches d'érosion anciennes. (Ladiko)



photo S. Ferry

c - Plates-formes d'abrasion littorales anciennes, liées au cycle Lindos/Arkhangelos (Chaliraki).



photo P. Moissette

d - Perforations littorales anciennes (Tsampika).



photo S. Ferry

e - Chute du niveau marin relatif récente, enregistrée par le profil de la plage. (Rhodes)
(c'est une autre expression du phénomène enregistré par les encoches de la fig. a)



photo S. Ferry

f - Alluvions fluviales récentes laissant voir le substratum d'argiles pléistocènes. Le manque d'espace disponible pour ces alluvions indique une accommodation négative et confirme le soulèvement d'ensemble récent de la côte. (baie de Chaliraki)

Fig. 5 - Manifestations diverses des variations du niveau marin relatif.

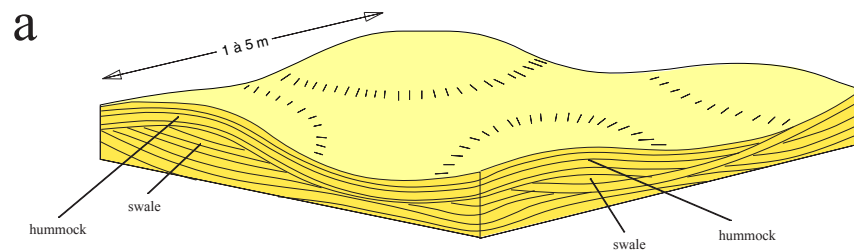


photo S. Ferry



photo S. Ferry

Fig. 6 - Exemples d'HCS (Hummocky Cross Stratification) en accrétion verticale.

a - schéma 3D

b- Jurassique supérieur du Boulonnais. Vue 3D dans un bloc éboulé.

Noter les petites rides interférentes cogénétiques au toit de la lamination ondulée ; elles correspondent à la baisse d'amplitude de la houle en fin de tempête.

c - Nummulitique subalpin. Vue 3D d'HCS en accrétion verticale typique.

métrique sont surmontés par des rides d'interférence cogénétiques marquant la fin de la tempête et l'atténuation de la houle. Les HCS sont des structures qui se développent principalement en accréation verticale (figs. 6a et 6c) mais, par le jeu de surfaces de réactivation liées aux houles successives, les séquences peuvent s'emboîter, avec préservation sélective des creux entre mamelons. La structure entrecroisée qui en résulte est appelée "swaley-cross-stratification" ou SCS. La profondeur de mise en place de ces HCS/SCS n'est pas bien déterminée. De plus, on ne possède aucune donnée sur les rapports éventuels entre "HCS/SCS" et "lunate megaripples", ni dans les environnements actuels, ni dans les dépôts anciens. L'examen de nombreuses séquences de plage anciennes à dominance de houle (faible probabilité de préservation de structures de marée) montre qu'il existe partout, dans le faciès qui précède immédiatement la lamination planaire de la plage proprement dite, des structures obliques sigmoïdes mimant les structures de mégarides de marée et qui ne se sont pas des SCS.

Nous présentons ci-après les premiers résultats des études que nous menons actuellement sur ce problème. On pourra observer de très belles structures analogues dans les séquences de plage pléistocènes de Rhodes.

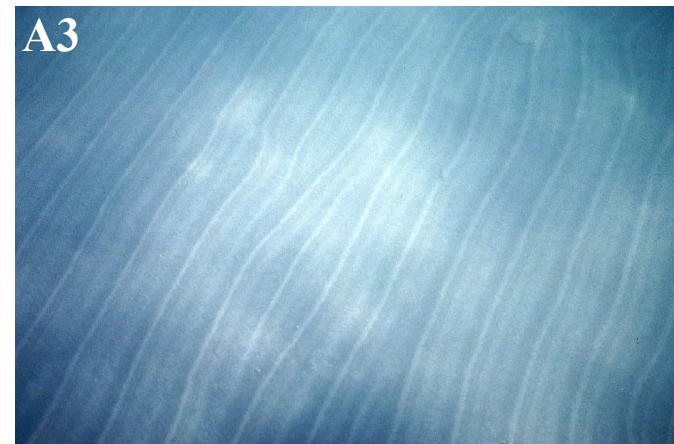
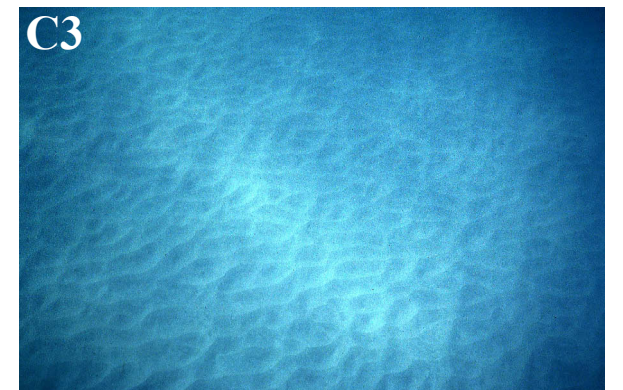
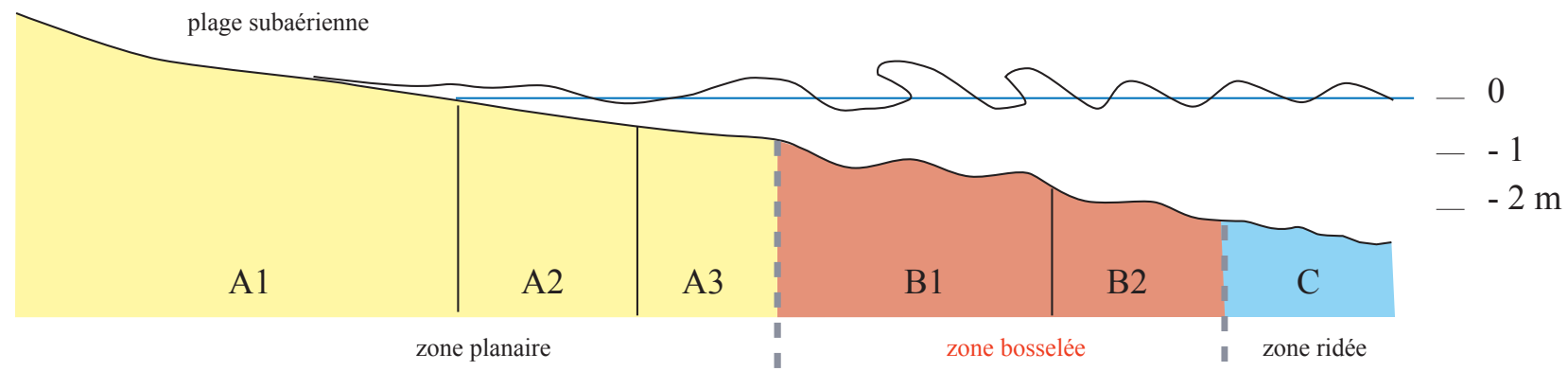
a - Plage microtidale de Sainte-Lucie (Antilles)

Un problème important dans l'interprétation des formes et des structures internes des mégarides ou mamelons mis en place à faible profondeur est l'interférence possible entre courants dus à la houle et à la marée. La plage de Ste-Lucie offre deux avantages : (a) il n'y a pratiquement pas de marée, de sorte que ce sont les effets de la houle qui dominent dans l'avant-plage, (b) il s'agit de sable calcaire, dans une eau claire qui permet l'observation des formes du fond même par forte houle (alizés). L'inconvénient, dû à l'absence de marée, est que les formes observées sur le fond n'émergent pas à marée basse et ne peuvent être étudiées en coupe.

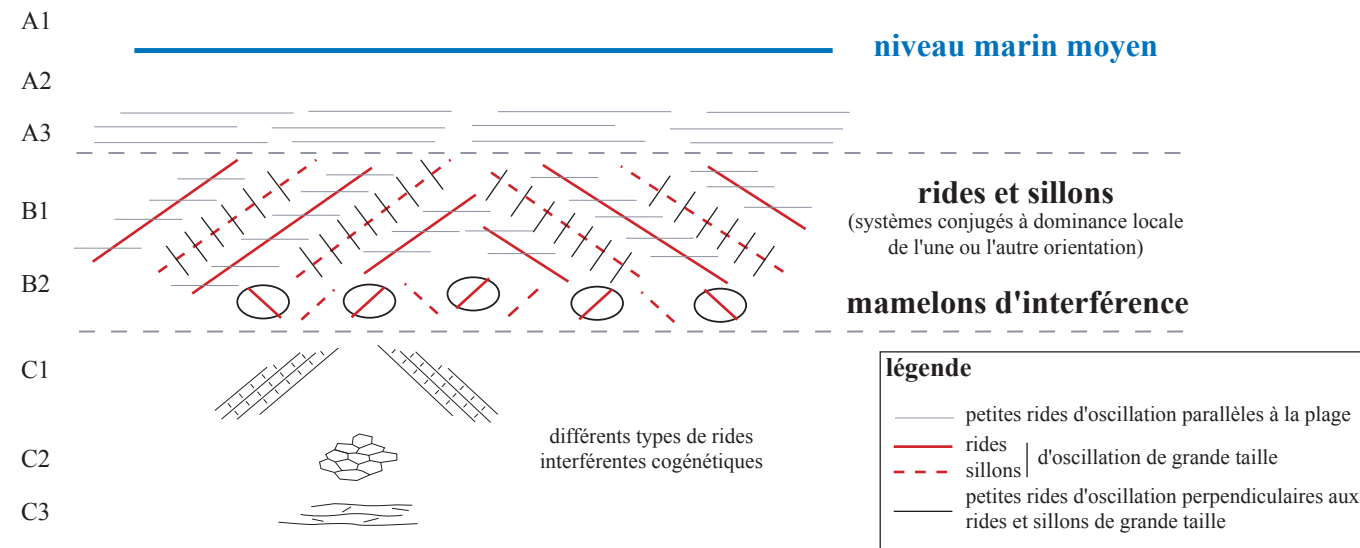
La figure 7 montre la zonation des formes de rides observées dans l'avant-plage de la zone "planche à voile" du Club Méditerranée de Ste-Lucie par houles modérées (sensiblement métriques) d'alizé. L'avant-plage ne présente pas de barres de déferlement. La pente de cette avant-plage est relativement forte (environ 3m de profondeur à une vingtaine de mètres du bord).

La zone planaire de déferlement subaérienne se prolonge sous l'eau jusqu'à 50 - 80 cm de profondeur environ (zone A). Dans sa partie la plus profonde (sous-zone A2), elle présente de petites rides d'oscillation (fig. 7-A3), de très faible élévation, parallèles au rivage, qui se développent fugacement, entre les plus grosses vagues qui déferlent. Ces structures ne se fossilisent pas.

La zone bosselée B présente d'abord (sous-zone B1) un système (conjugué ?) de rides et sillons de grande taille, de longueur d'onde métrique et d'élévation décimétrique (15-20 cm). Ce système est oblique ($\approx 45^\circ$) par rapport au rivage. Curieusement, l'une ou l'autre des directions (conjuguées ?) domine le long de la plage. Localement elles interfèrent en dessinant un damier (fig. 7-B1). Les grandes rides et sillons sont recouverts par un système de rides d'oscillation plus petites (fig. 7-B1). Sur les grandes rides, on trouve les mêmes petites rides, de même orientation, que dans la sous-zone A2 ; dans les sillons, se développent des petites rides d'oscillation mieux marquées que les précédentes mais d'orientation différente, perpendiculaires à l'allongement du sillon. Il en résulte globalement une orientation curieuse en baïonnette des crêtes des petites rides selon qu'elles sont sur les grandes rides ou dans les sillons (fig. 7-B1). Les grandes rides et sillons sont formés par les plus grandes vagues qui déferlent. Les petites rides se développent entre temps, sont détruites par les grosses vagues suivantes, renaissent ensuite, etc.



photos S. Ferry



Lorsque la houle décroît, les mamelons de la zone B sont inactivés, les sillons se remplissent et les petites rides de la zone C remontent jusqu'à la zone A

Fig. 7 - Interférentiel de houle d'avant-plage observé à Ste-Lucie (plage microtidale)

Dans la sous- zone B2, l'interférence entre les deux systèmes (conjugués ?) de grande rides et de sillons est la règle. Le damier évolue en un ensemble de mamelons circulaires qui sont activés par les grosses vagues puis sont recouverts entre temps par un système de petites rides d'oscillation disposées en étoile autour du mamelon (fig. 7-B2).

Vers 2,5 m de profondeur, le système de grande rides et sillons dégénère : il n'y a plus que des petites rides d'oscillation. C'est la zone C. Dans la sous-zone C1, la mémoire des grandes rides de l'amont se traduit par une direction dominante. On constate un système de petites rides d'oscillation cogénétiques perpendiculaires (fig. 7-C1) mais où les crêtes les plus continues sont dans la direction des grandes rides présentes à moindre profondeur. La direction perpendiculaire est subordonnée ; elle correspond à la direction des petites rides qui se développent plus haut dans les sillons.

Dans la sous-zone C2, les crêtes les plus continues observées en C1 commencent à zigzaguer (fig. 7-C2) pour évoluer ensuite vers la structure interférente cogénétique classique (fig. 7-C3) de la sous-zone C3.

Vers 3 à 4 m de profondeur, le dessin en nid d'abeilles des petites rides cogénétiques de la sous-zone C3 se déforme progressivement pour faire apparaître à nouveau, comme dans la sous-zone A2, une direction privilégiée parallèle au rivage.

La zonation présentée ici n'est pas la somme d'observations faites au cours de houles successives d'amplitudes différentes ; elle se met en place au cours d'une houle donnée.

Lorsque la houle décroît, on constate le même phénomène observé sur les plages de l'Orégon (Clifton et al. 1971) : la zonation se contracte, le système de petites rides de la zone C remonte dans la zone B et cicatrise le système de grandes rides et de sillons (fig. 7, phase de cicatrisation). Lors de la houle suivante, le faciès B est réactivé et ainsi de suite au fil des houles successives. Il est à prévoir, mais cela n'a pas pu être observé, que les recreusements successifs des sillons ne se fassent pas exactement aux mêmes endroits et donc que des surfaces de réactivation multiples s'emboîtent dans ce type d'environnement pour donner des structures entrecroisées complexes.

L'exemple de Ste-Lucie montre donc des structures oscillatoires cogénétiques très complexes, à la fois dans les formes et dans les directions des crêtes. Elles ne sont pas signalées dans la littérature et leur étude théorique est en cours.

b - Plage macrotidale du Cap Ferret (côte landaise)

La plage du Cap Ferret présente des inconvénients et des avantages par rapport à l'exemple précédent de Ste-Lucie : (a) il s'agit d'un environnement terrigène qui donne une eau sale par forte houle et empêche l'observation des formes sur le fond, (b) l'environnement macrotidal permet à l'avant-plage de marée haute de découvrir largement à marée basse lors des marées de vives-eaux et donc de couper dans les structures en relief de la zone bosselée, (c) la présence de courants tidaux côtiers importants impose de bien faire la part de ce qui peut revenir à l'action des courants de marée et de houle.

La figure 8a montre le damier de mamelons d'interférence observé, aussi bien sur le « beachface » ouvert que sur la pente des « baïnes » entre les barres de déferlement de marée haute. L'examen des structures internes montre des structures sigmoïdes encadrées de surfaces de réactivation ? Ces structures présentent une caractéristique principale qui les éloigne des sigmoïdes de marée : l'existence systématique de surcreusements basaux (flèches rouges,

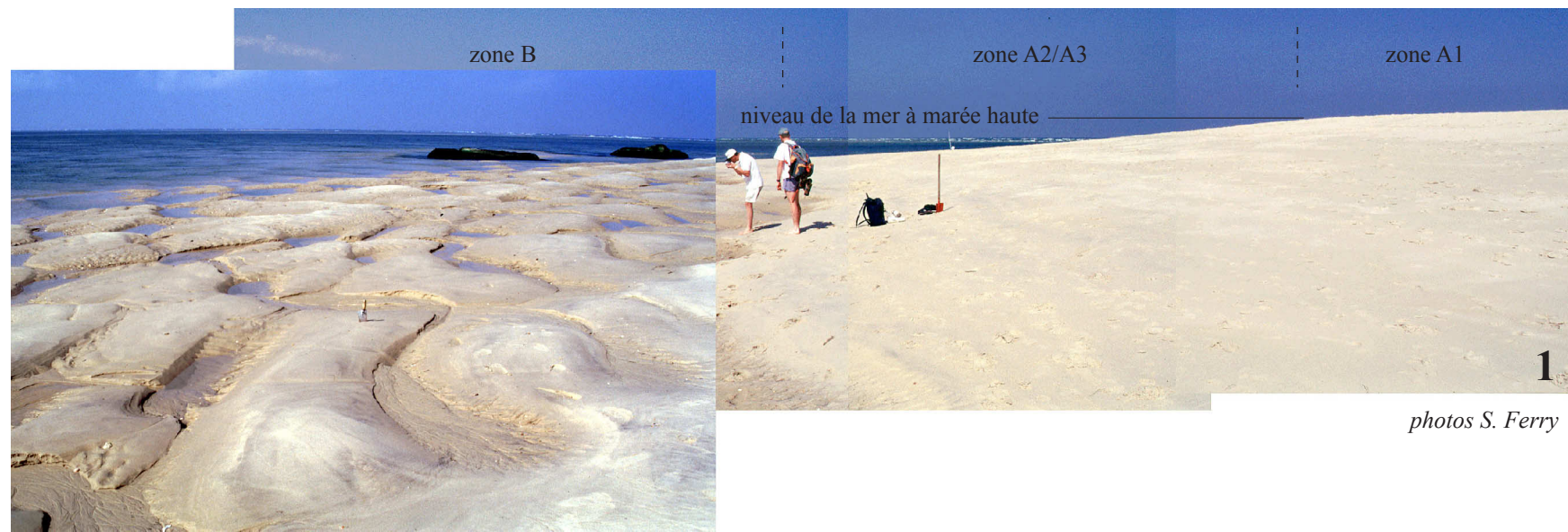


fig. 8a - Figures d'interférence de houle dans les avant-plages de marée haute de la côte landaise.

- a - zonation de la plage de marée haute du Cap Ferret (comparer avec Ste Lucie)
- b - mamelons d'interférence sur la pente interne d'une barre de déferlement de marée haute (Cap Ferret)
- c - rides d'oscillation orthogonales cogénétiques sur le toit du banc du Toulinguet (passe d'Arcachon)



photos S. Ferry

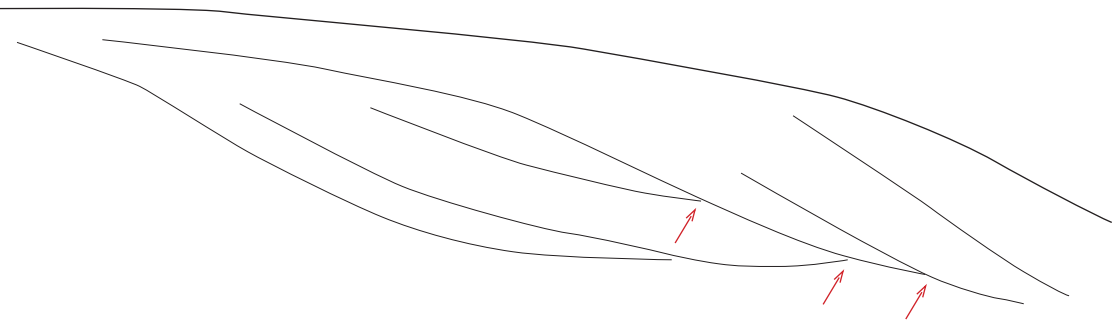


Fig. 8b - Structures internes des mamelons d'interférence.

- Comparaison entre formes actuelles (plage landaise, à gauche) et fossile (formation Kritika, Faliraki, à droite)
- a - structure sigmoïde pseudo-tidale, montrant les surcreusement basaux (flèches) caractéristiques des réactivations des mamelons par des houles successives d'amplitude variable
- b- structures sigmoïdes de mamelons d'interférence pris en sandwich dans la structure planaire de plage (bloc éboulé renversé, vue 3D)
- c - - id. - mais en coupe. Noter les surcreusement basaux (flèches) et les rides de clapot préservées

fig. 8b1), que l'on retrouve dans les faciès d'avant-plage de la formation Kritika (fig. 8b3). Ces surcreusements sont dus à la réactivation des mamelons d'une houle à l'autre.

c- Séquences de plage anciennes

Un des principes fondamentaux de la sédimentologie de faciès est qu'une démarche interprétative purement typologiste conduira souvent au désastre. Tout faciès ne peut être correctement interprété que replacé dans son contexte paléogéographique et séquentiel, à cause des mimétismes possibles (on découvre ainsi de plus en plus de structures de type HCS dans les turbidites, des rides d'oscillation peuvent être observées à 1800m de profondeur dans les canyons sous-marins, etc.). C'est pourquoi l'étude des séquences régressives de plage anciennes revêt, en l'occurrence, une importance capitale pour conforter les observations faites dans les environnements actuels.

Nous aurons abondamment l'occasion au cours de l'excursion d'examiner ces variétés d'HCS en accretion latérale, avec les variations importante de l'angulation qui les caractérise, dans les faciès qui précèdent immédiatement la lamination planaire de déferlement dans les séquences de plage.

1.4.3. Couches de tempête nappées d'argile

La figure 9 illustre le caractère systématique du nappage des couches de tempête à HCS par des argiles laminées de décantation, non bioturbées, dans tous les dépôts plio-pléistocènes marins de Rhodes. C'est une particularité locale des séquences de tempête de l'avant-plage.

Le recyclage permanent des dépôts argileux mio-plio-pléistocènes à la suite des variations importantes du niveau de base qui affectent l'île entretient une argilosité importante de l'eau de mer (fig. 9d), surtout par forte houle de meltem (vent du Nord local). C'est la décantation de cette argile qui drape les dépôts de houle sableux. Il est possible que le phénomène soit aussi dû en partie aux décharges argileuses fluviales de crue qui accompagnent les tempêtes.

Il est probable que le phénomène ait été encore accentué dans les paléovallées pléistocènes incisées où se concentraient ces décharges de crue. Ainsi peut s'expliquer l'épaisseur parfois importante de ces argiles de décantation au toit des HCS.

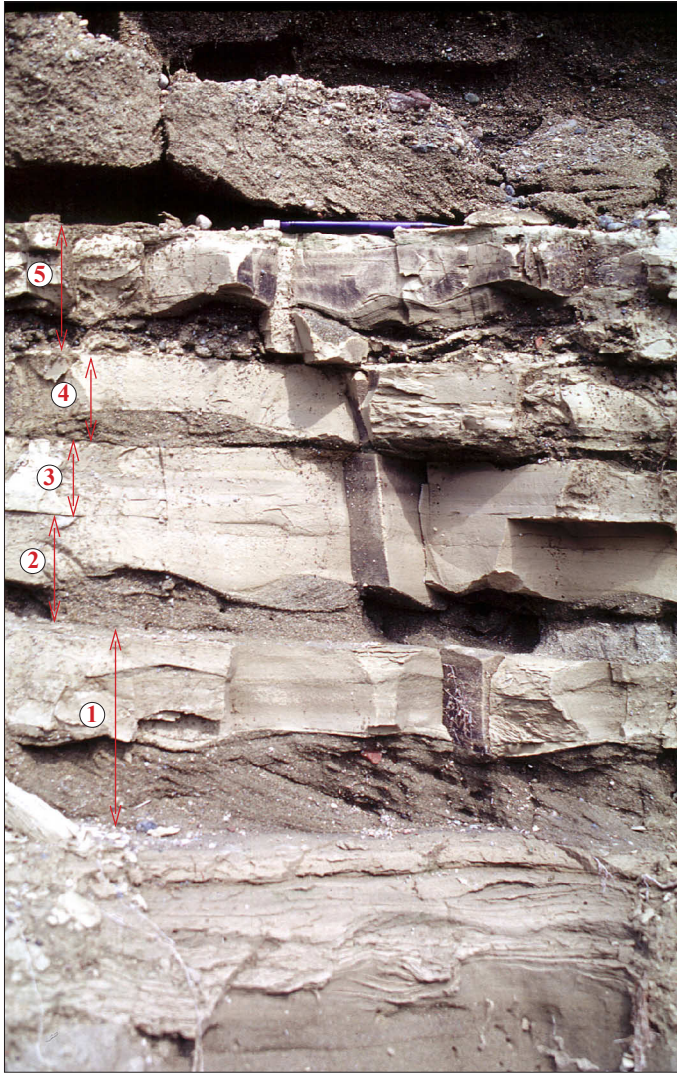


photo S. Ferry

a - Séquences de tempête sable-argile.
(formation Kritika, Faliraki)

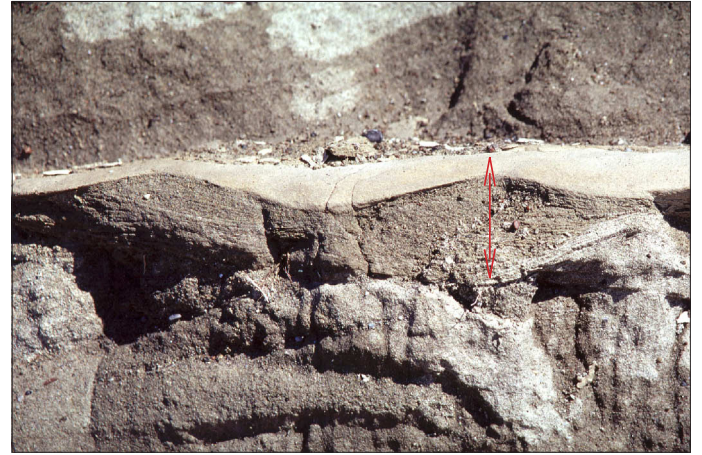


photo S. Ferry

b - Vue de détail d'une séquence
(formation Kritika, baie de Kritika)



photo S. Ferry

d - Remise en suspension des argiles par la houle
sur la côte actuelle de Kritika.



photo S. Ferry

e - Séquences de tempête à HCS
nappées d'argiles de décantation.
(remplissage de vallée incisée
pléistocène, Ladiko)

Fig. 9 - Divers exemples de couches de tempête nappées d'argile.

2. Excursion

2.1. Site de Kritika

La Formation Kritika affleure le long de la corniche qui se développe sur la côte nord de l'île, dès la sortie de la ville de Rhodes.

Nous verrons plusieurs coupes, en remontant de l'aval vers l'amont dans le système de dépôt. Ces coupes sont détaillées et illustrées photographiquement sur les figures 10 à 18. La numérotation des séquences est arbitraire et adaptée à chaque site (K pour Kritika, F pour Faliraki, L pour Ladiko, etc.) car nous n'avons pas encore les moyens de les corrélérer.

Une planche de corrélations (fig. 19) permet de relier les différentes coupes de Kritika qui ont été suivies physiquement sur le terrain. Elle montre globalement la dilatation distale du prisme côtier vers le Sud, c'est à dire l'intérieur de l'île. La polarité paléogéographique au Pliocène était donc totalement différente de la polarité actuelle.

Un des principaux intérêts des corrélations de détail (fig. 20) est d'illustrer le concept de régression forcée dans le demi-cycle régressif des séquences. Des observations analogues peuvent être réalisées dans le groupe de séquences K2 où on constate un biseautage vers l'amont encore plus accentué que dans les unités K3.

2.2. Site de Faliraki/Kalitheia

Les figures 21 et 22 permettent de replacer les deux objectifs de cette journée, à savoir, (1) les cycles T/R de la base de formation Kritika affleurante dans la partie centrale de la baie et (2) le passage aux argiles de Lindos dans la partie nord (Kalitheia). Le secteur situé en face des grands complexes hôteliers récents est encore en cours d'étude car l'emboîtement des systèmes pléistocènes dans la formation Kritika (fig. 23) y est tellement accentué qu'il est extrêmement difficile de délimiter chacun d'eux en raison de la similitude des faciès.

Les cycles T/R de la Formation Kritika sont particulièrement intéressants pour le développement des cortèges transgressifs organogènes sur « beach-rock » (figs. 26 et 27). On peut y observer également une très belle séquence de plage (unité F2, fig. 21) dont les bermes de tempête conglomératiques de haut de plage s'empilent en régime de régression forcée (fig. 28d).

C'est dans la partie Nord (Kalitheia), que l'on peut observer la façon dont s'effectue l'envoyage de la formation Kritika par les argiles de Lindos, avec le développement de faciès de pied de cône d'éboulis sous-marin (figs. 22 et 29). Ici, il n'y a pas de traces d'émersion prolongée, ni d'érosion à la fin du dépôt de Kritika, bien qu'une émersion soit nécessaire (voir remarques stratigraphiques). La raison est que le secteur de Kalitheia est situé sur un interfluve de la surface d'érosion où le sommet de la formation Kritika a été préservé.

On observera également, près de la porcherie, sur le plateau (fig. 29b), le cône d'éboulis sous-marin proprement dit, ancré sur les paléoreliefs mésozoïques et dont on voit le faciès de « bottomsets » le long de la route côtière.



partie supérieure

photomontage S. Ferry



partie inférieure

Les unités K2a et K2b sont observables en contrebas de la route, dans le lotissement en construction

photomontage S. Ferry

Fig. 10 - Baie de Kritika, coupe de la route de l'hôpital.

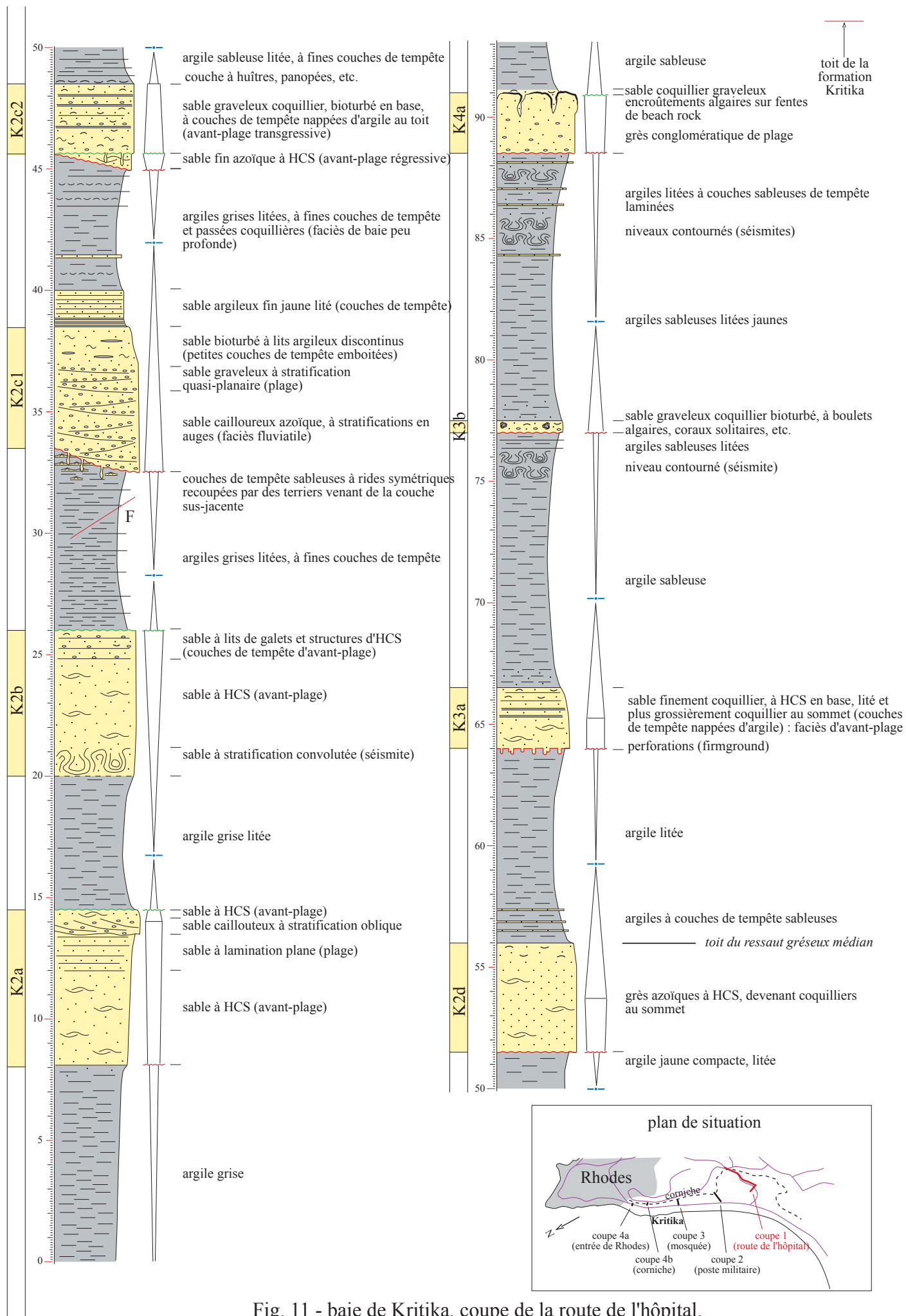


Fig. 11 - baie de Kritika, coupe de la route de l'hôpital.

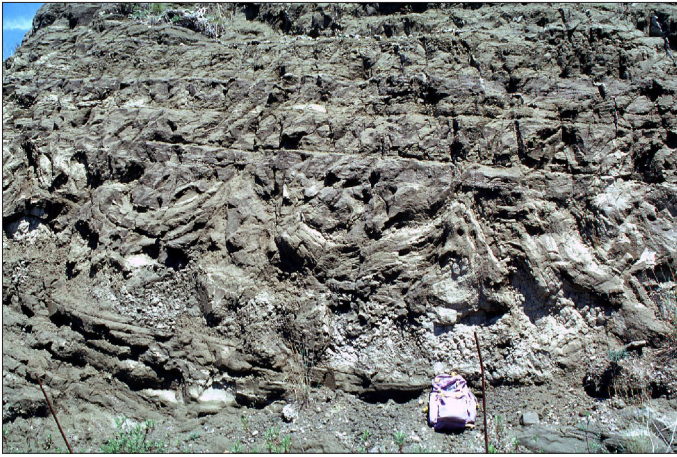


photo S. Ferry

a - couches convolutées (sésimite), unité K2b.



photo S. Ferry

b - faciès fluviale en tresses en remplissage de vallée incisée, base de l'unité K2c1.



photo S. Ferry

c - terriers remplis de graviers à la base de l'unité K2c2 ; ils perforent ("firmground") les couches de tempête du toit de la séquence précédente. Limite de séquence sans émerision.



photo S. Ferry

d - faciès d'avant-plage à HCS en accréition latérale emboîtés (mamelons d'interférence de houle), unité K2d.



photo P. Moissette

e - terriers de bivalves remplis de sable coquillier à la base de l'unité K3a ; ils perforent ("firmground") les argiles du toit de la séquence précédente. Limite de séquence sans émerision.



photo S. Ferry

f - faciès coquillier sablo-graveleux de base de l'unité K3b. (voir fig. 20 pour l'interprétation séquentielle)

Fig. 12 - Baie de Kritika, quelques faciès de dépôt de la coupe de la route de l'hôpital.

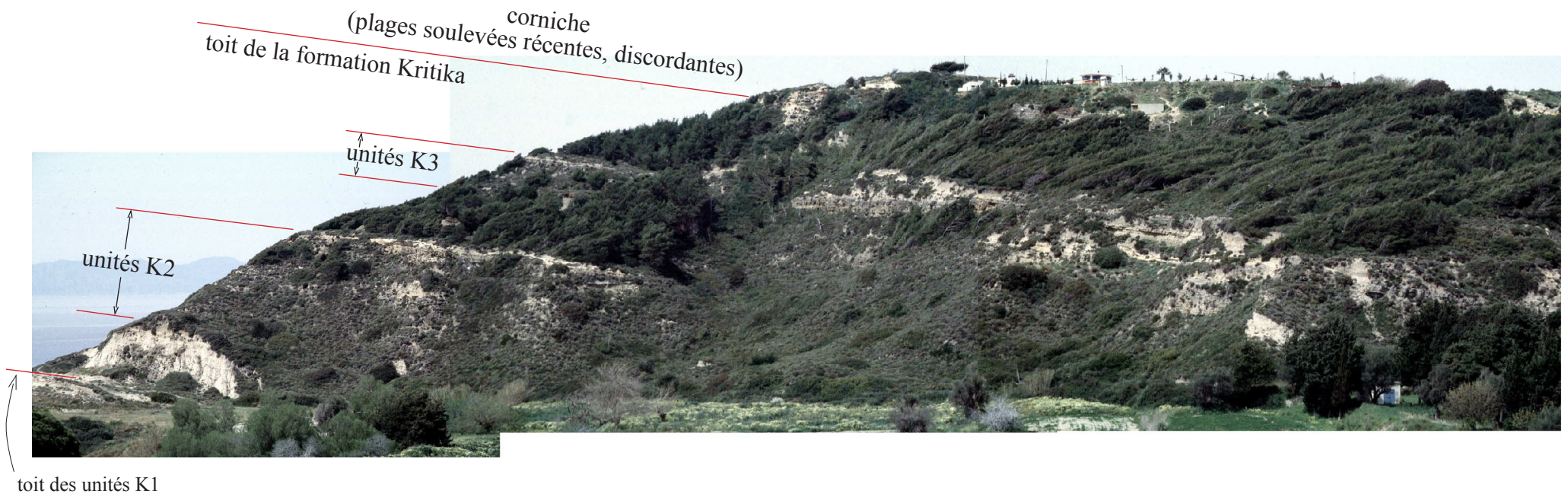


Fig. 13 - Baie de Kritika, panorama de la coupe du poste militaire.

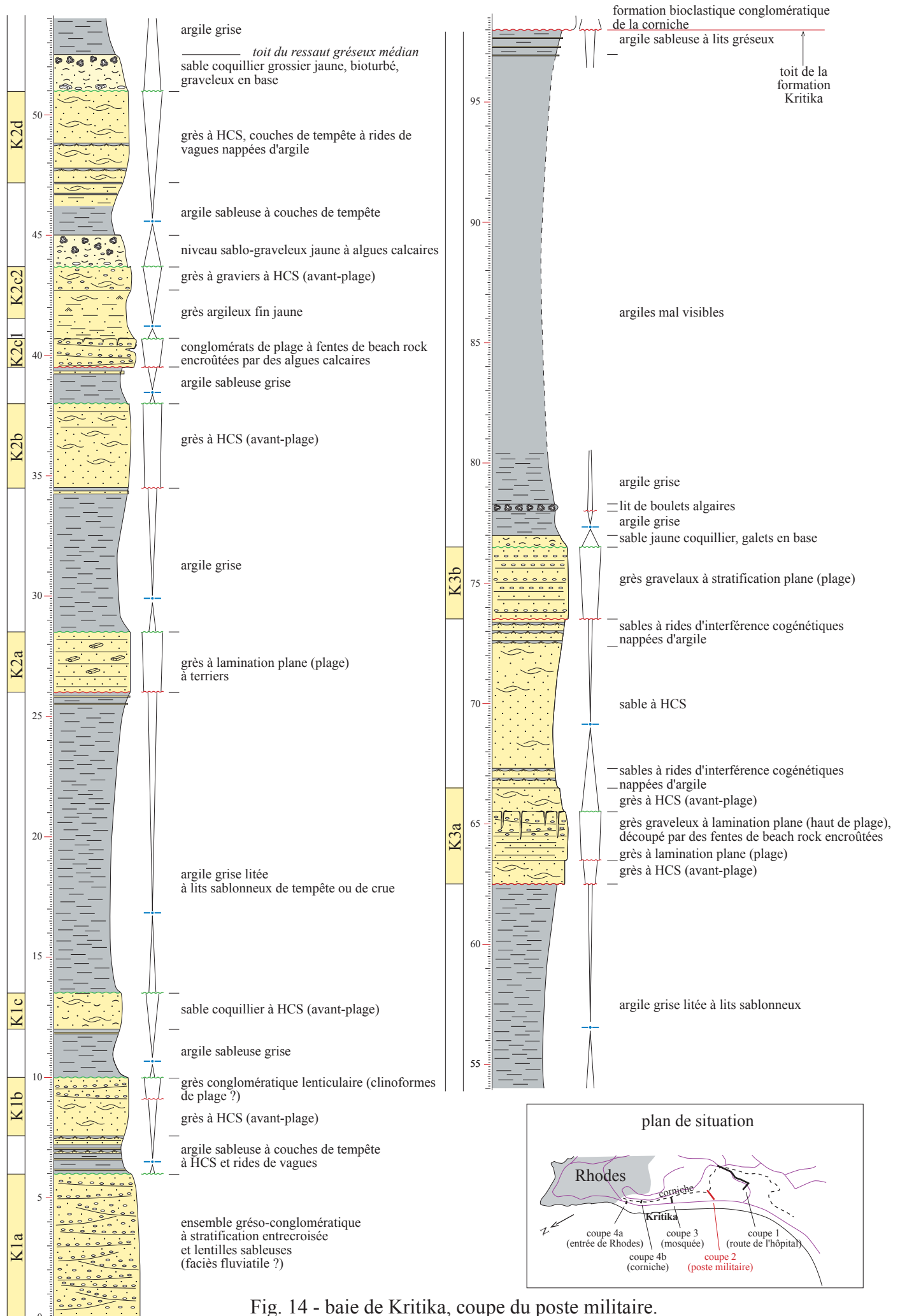


Fig. 14 - baie de Kritika, coupe du poste militaire.

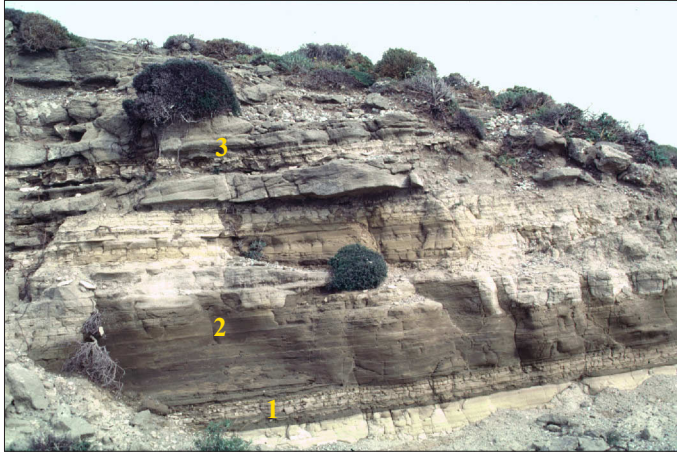


photo S. Ferry

a - coupe du poste militaire, unité K1b,
séquence de plage complète :

1, avant-plage (voir fig. c) - 2, lamination planaire de la plage inférieure (voir fig. b) - 3, cliniformes aplatis des bermes de tempête de la plage supérieure.

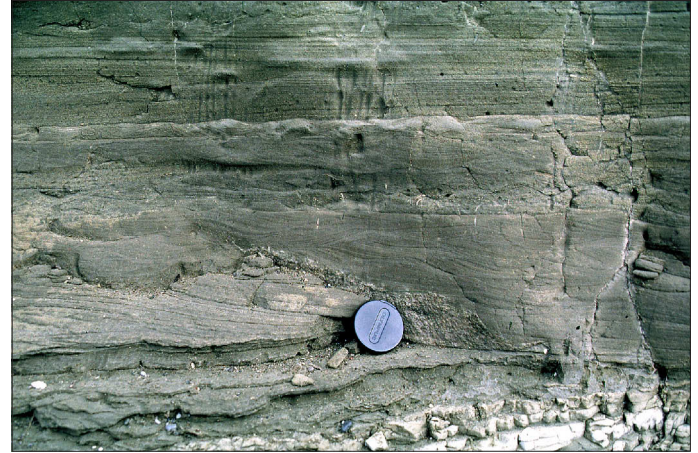


photo S. Ferry

b - coupe du poste militaire, unité K1b,
détail du passage entre les mamelons d'interférence de houle
et la lamination planaire de la plage inférieure.



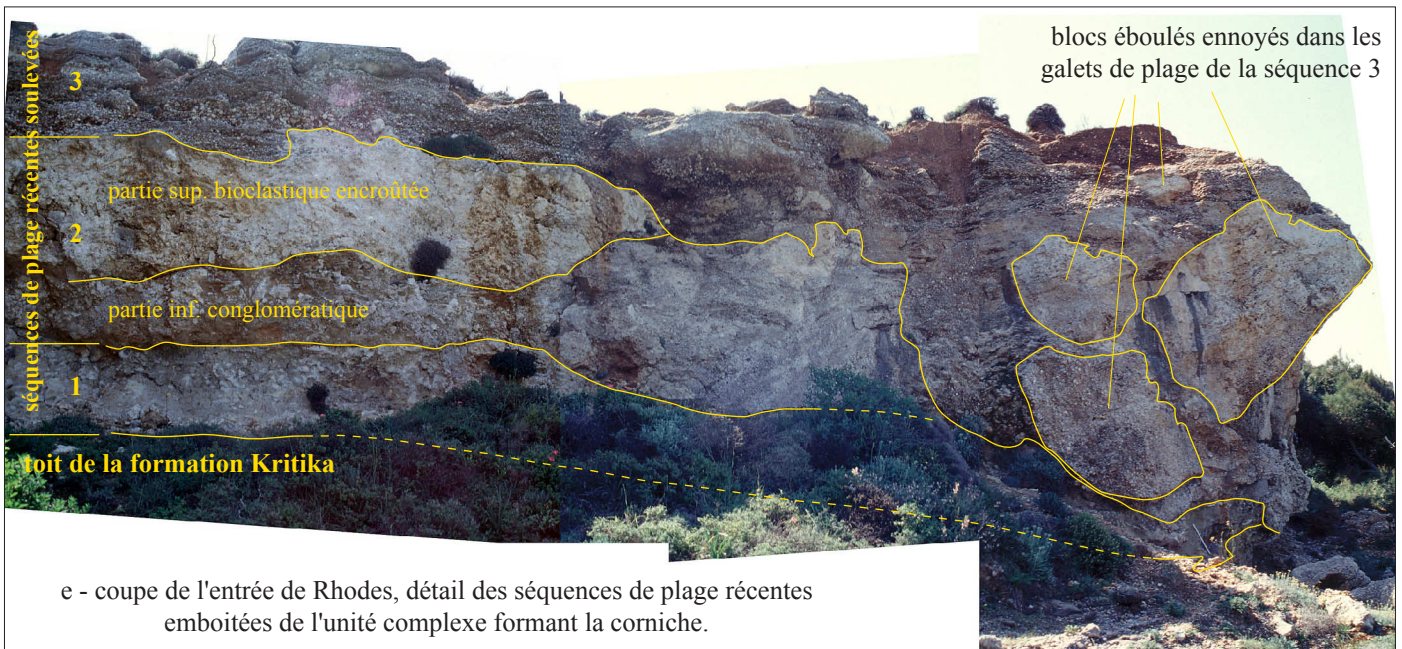
photo S. Ferry

c - coupe du poste militaire, unité K1b,
faciès d'avant-plage à couches de tempête nappées d'argile.



photo S. Ferry

d - coupe du poste militaire, unité K3b,
faciès de plage sablo-caillouteuse à lamination plane,
posé sur les HCS en accrétion latérale de l'avant-plage.



e - coupe de l'entrée de Rhodes, détail des séquences de plage récentes
emboîtées de l'unité complexe formant la corniche.

photomontage S. Ferry

Fig. 15 - Baie de Kritika, coupes 2 et 4, détails de quelques faciès.

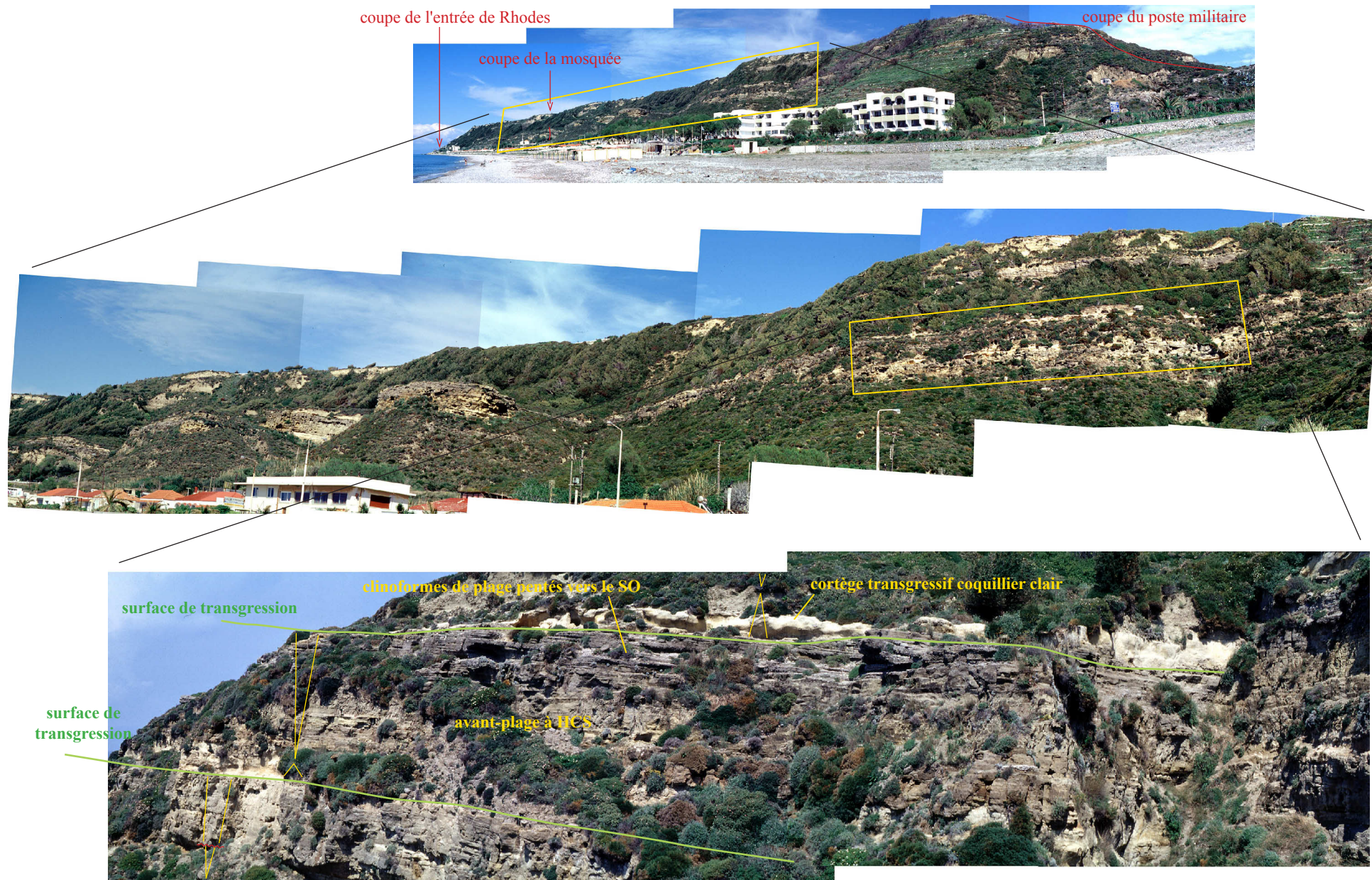


Fig. 16 - Falaise de Kritika au SO immédiat de la ville de Rhodes, vue générale des séquences de plage du sommet du ressaut médian (unités K2c à K2d).

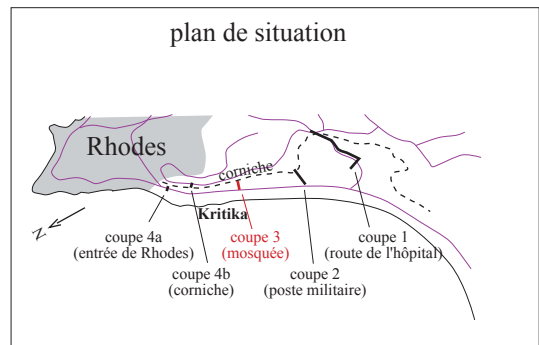
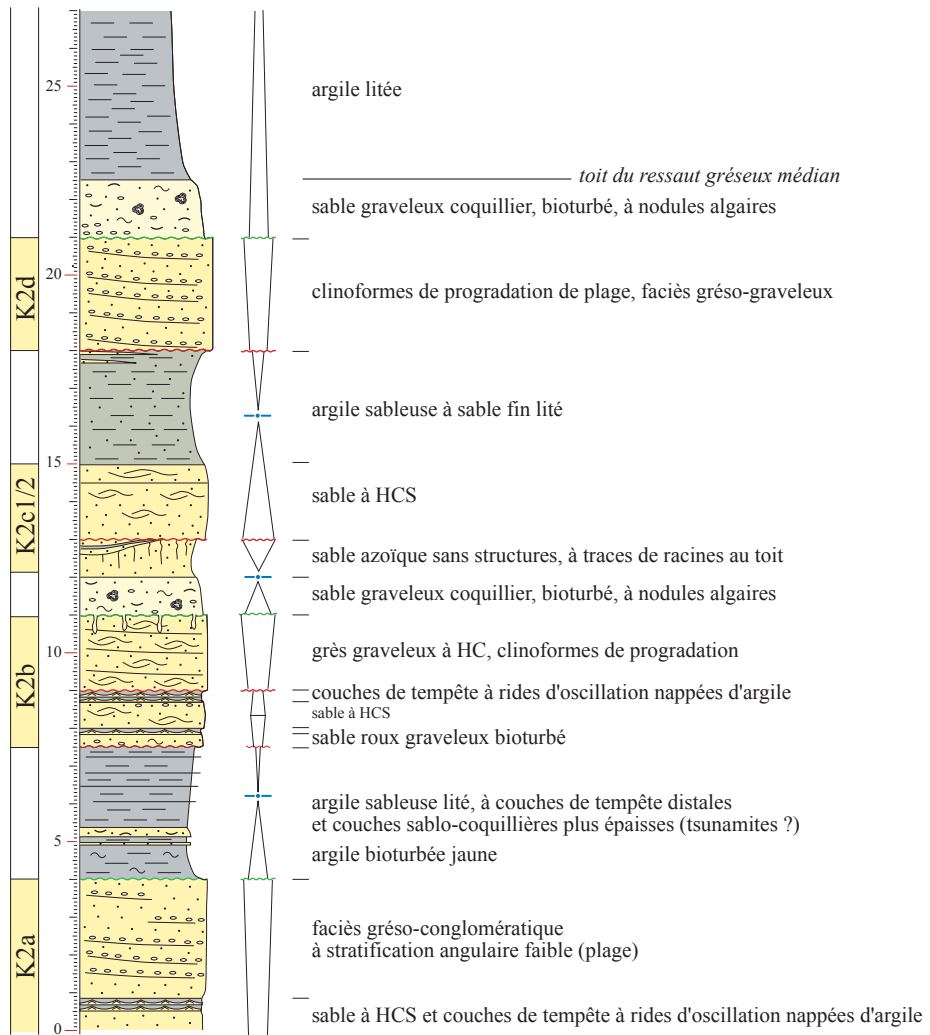
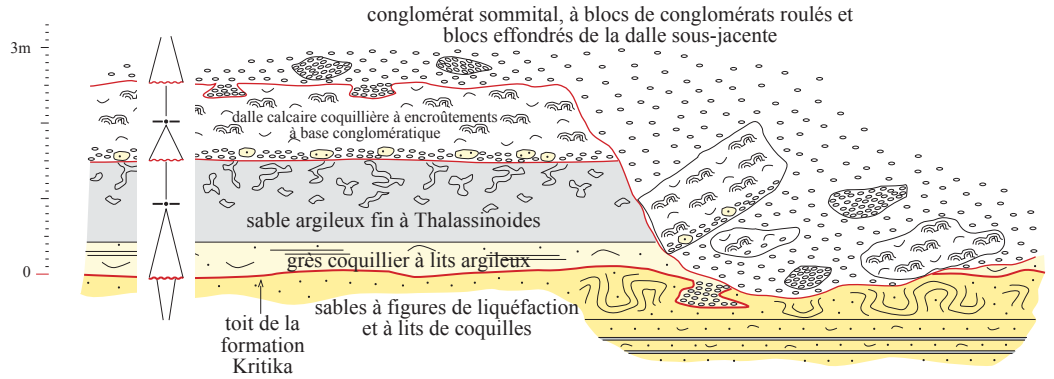


Fig. 17 - baie de Kritika, coupe de la mosquée.

coupe 4b
(détail de la formation
constituant la corniche)



coupe 4a
(entrée de Rhodes)

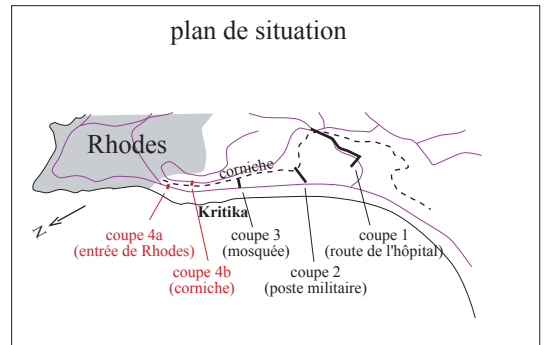
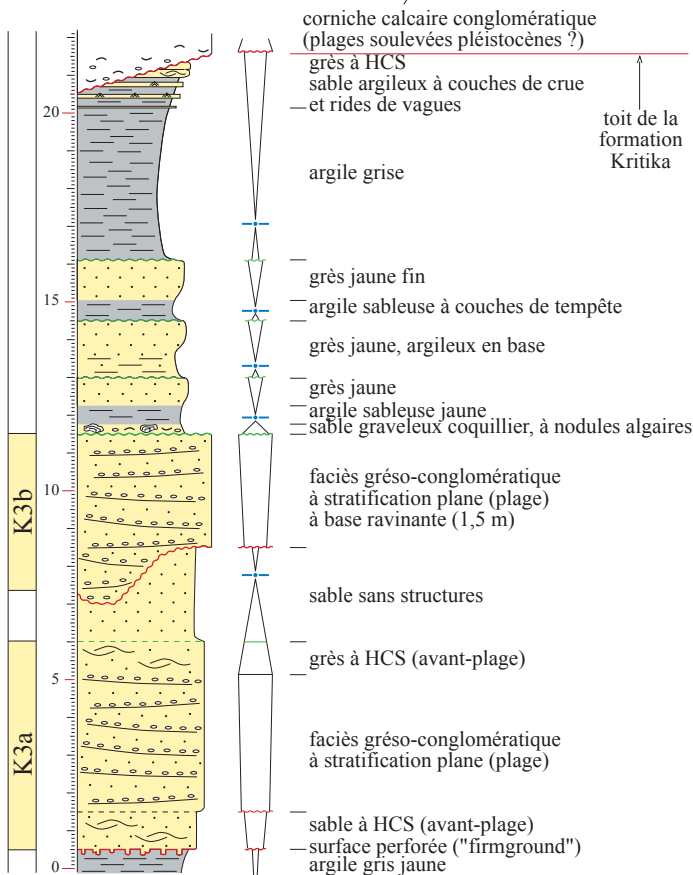
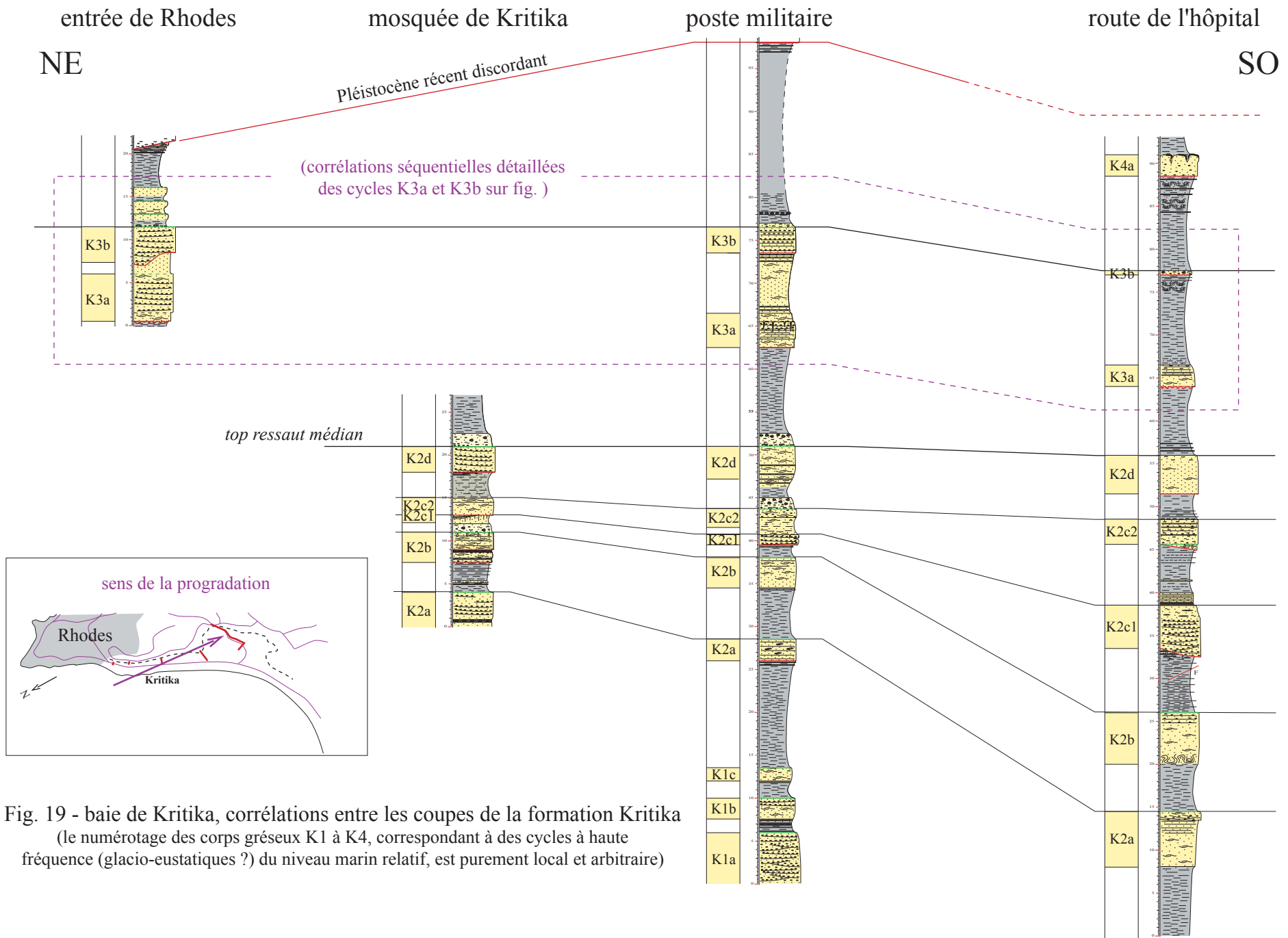


Fig. 18 - baie de Kritika, coupes nord.



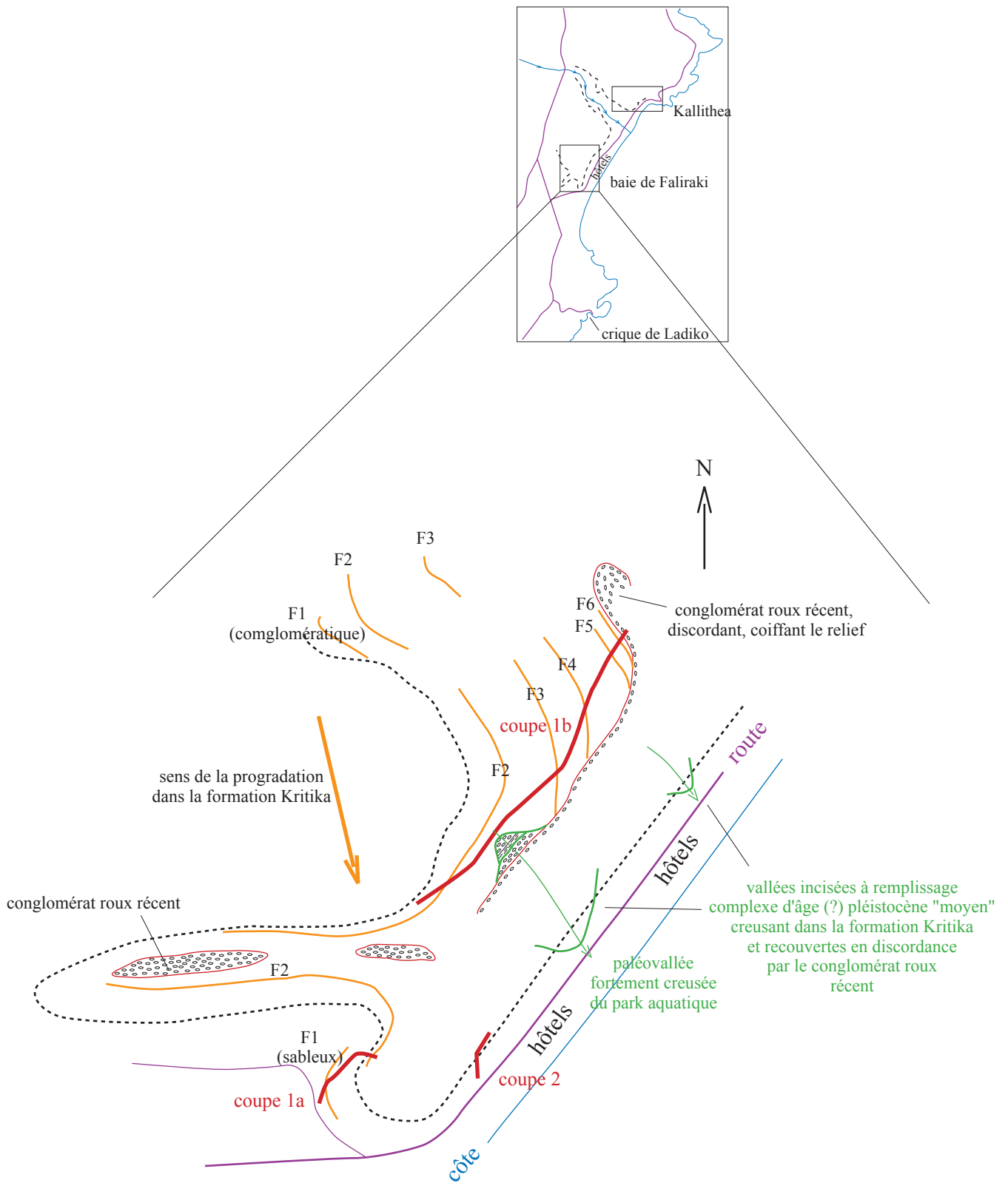


Fig. 21 - Schéma montrant l'organisation des différentes formations plio-pléistocènes dans la partie centrale de la baie de Faliraki.

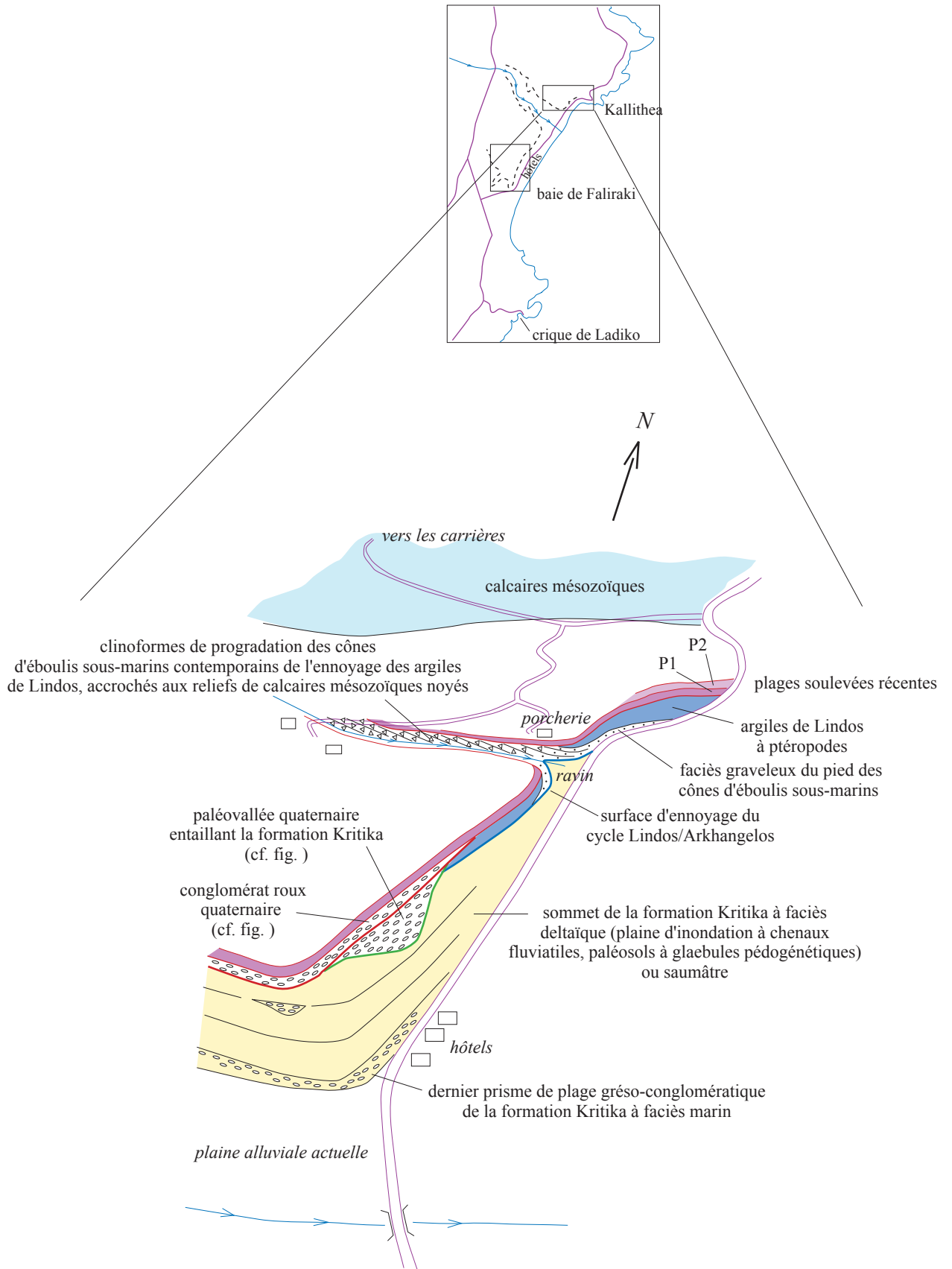


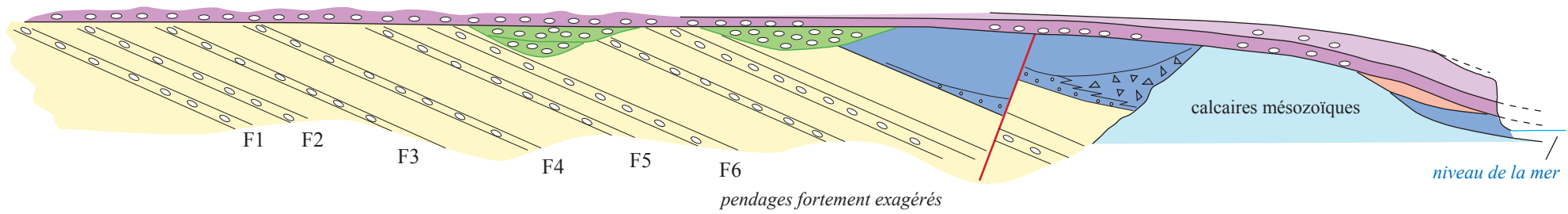
Fig. 22 - Schéma montrant l'organisation des différentes formations plio-pléistocènes dans la partie nord de la baie de Faliraki.






SO

NE

centre touristique (hôtels)

Kalitheia



-  plages soulevées récentes à faciès calcarénitique, à conglomérat de base localement épais
-  remplissages sablo-argilo-conglomératiques des vallées incisées emboîtées du Pléistocène ("moyen" ?)
-  calcarénite d'Arkhangelos (?) au cap Kalitheia
-  argiles de Lindos et faciès latéraux grossiers associés
-  formation Kritika (seuls les séquences de la partie sud sont numérotées en raison de problèmes de raccord avec la partie nord dans le secteurs des incisions pléistocènes)

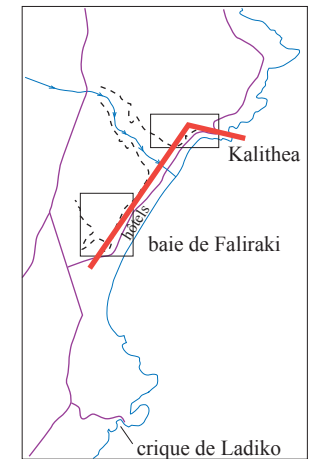


Fig. 23 - Faliraki, schéma montrant l'organisation des différentes formations plio-pléistocènes sur une coupe NE-SO.

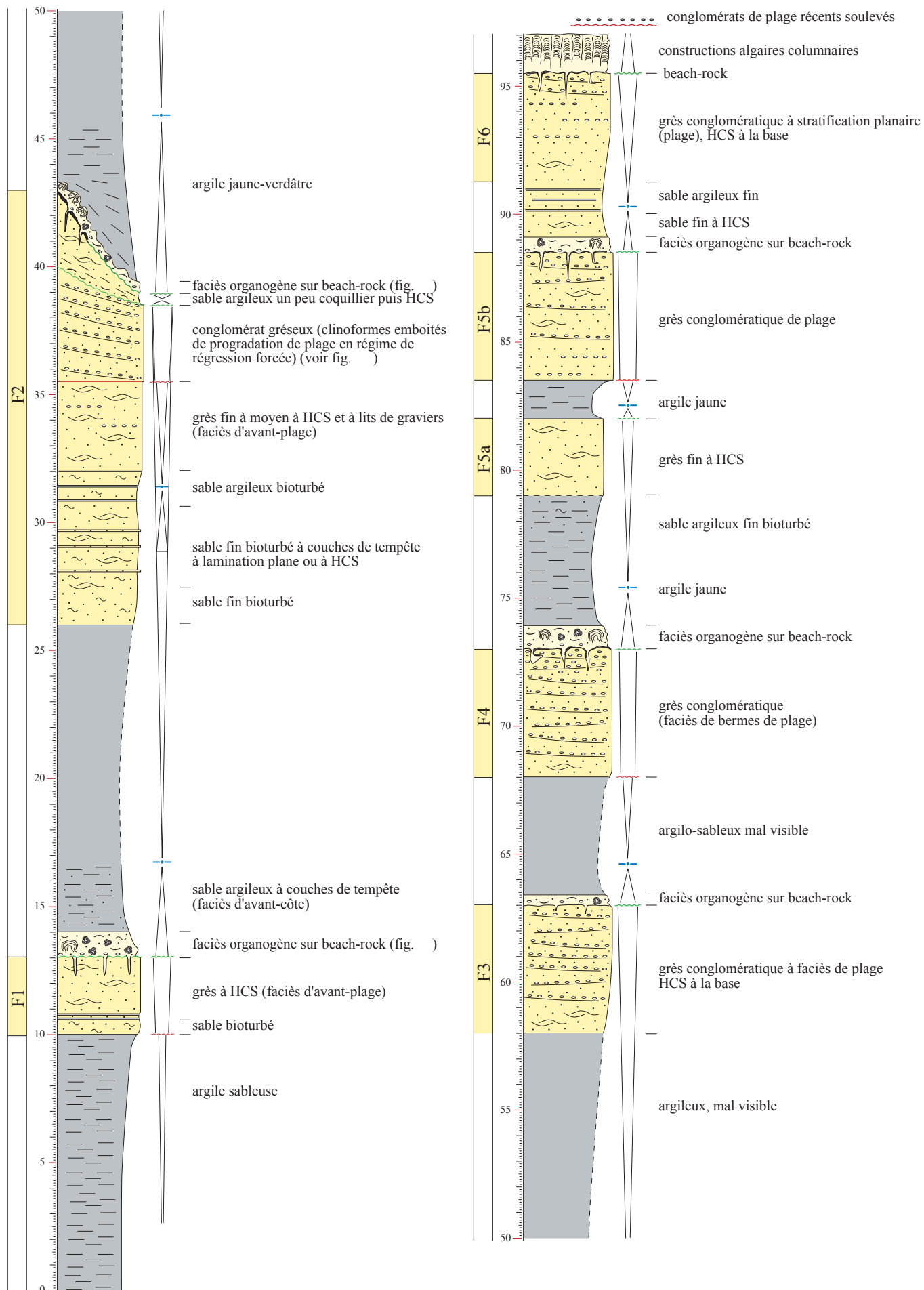


Fig. 24 - baie de Faliraki, base de la formation Kritika (coupes 1a et 1b, fig. 21).

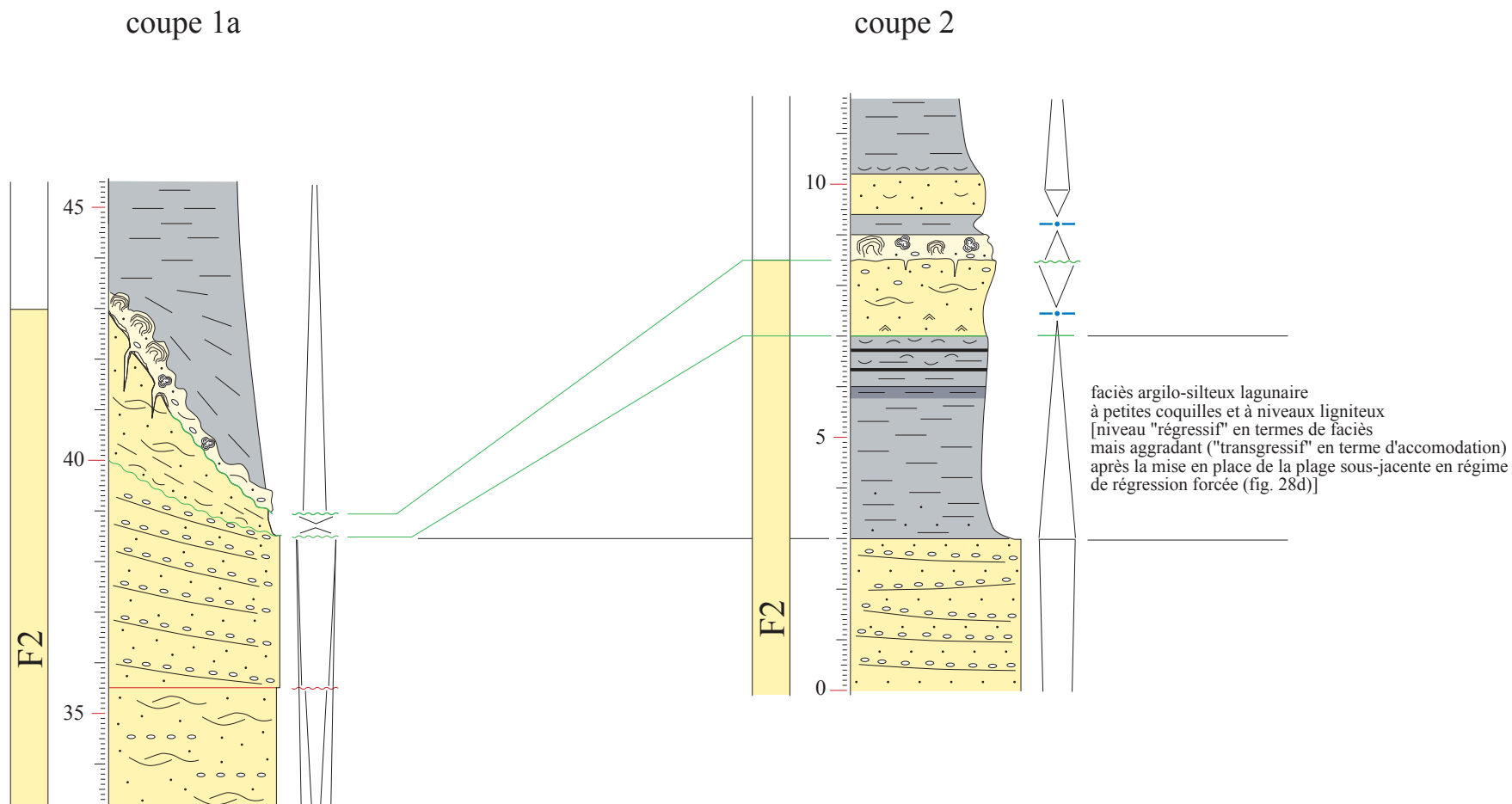


Fig. 25 - baie de Faliraki, base de la formation Kritika, détail du toit de l'unité F2 dans la coupe 2 (hôtel Epsilon).
(situation des coupes sur fig. 21)



photo P. Moissette

a - Vue de l'unité F1 au bord de la route principale.

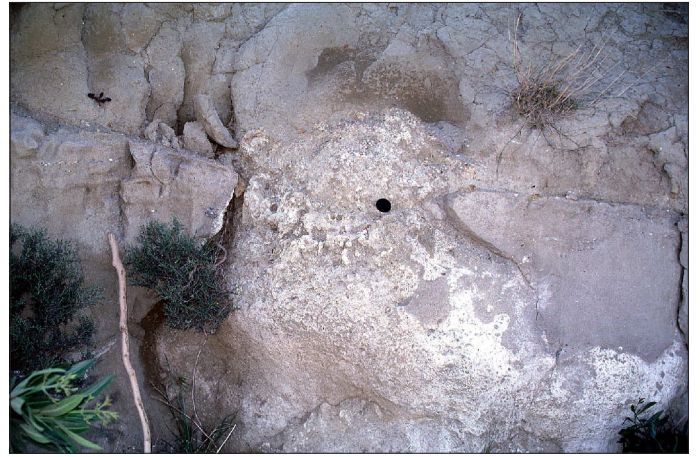


photo S. Ferry

b - Détail des fentes encroûtées d'algues du beach-rock.



photo P. Moissette

c - idem photo b.



photo P. Moissette

d - Blocs du beach-rock déchaussés et encroûtés.



photo P. Moissette

e - Encroûtements de surplombs.



photo S. Ferry

f - Exemple de beach-rock actuel dans la baie de Faliraki. Noter les fentes pour comparaison avec l'exemple ancien.

Fig. 26 - Faliraki, partie inférieure de la formation Kritika ; fentes encroûtées d'algues calcaires dans les "beach-rock" qui couronnent les plages grésio-conglomératiques régressives.

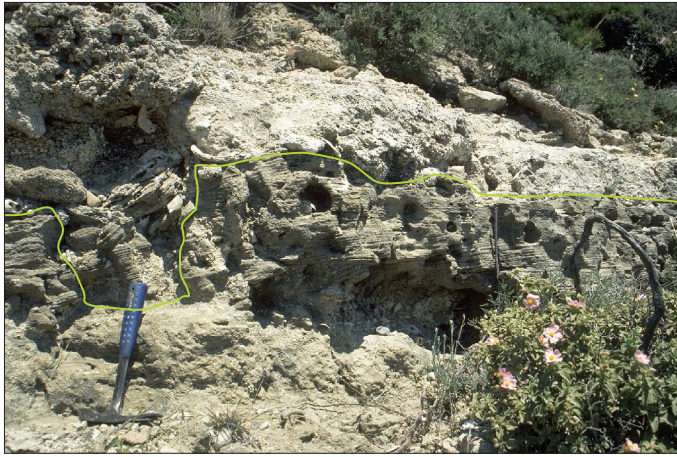


photo P. Moissette

a - Faciès organogène clair, transgressif sur le grès à lamination plage de la plage régressive.

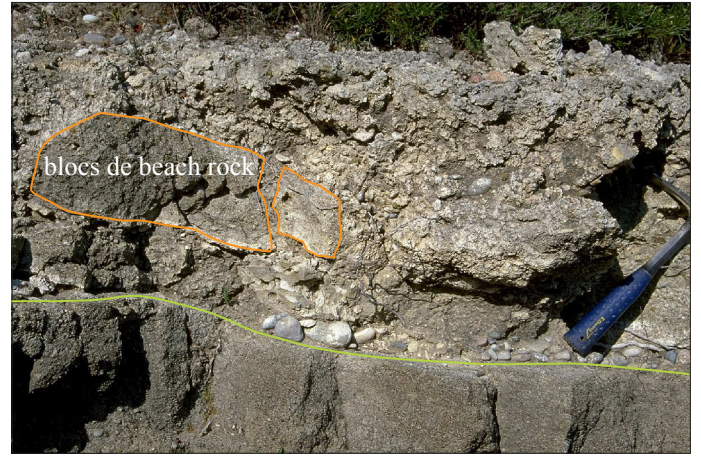


photo P. Moissette

b - idem photo a) ; noter les galets mélangés aux débris d'organismes et aux blocs de beach rock déplacés par les vagues.

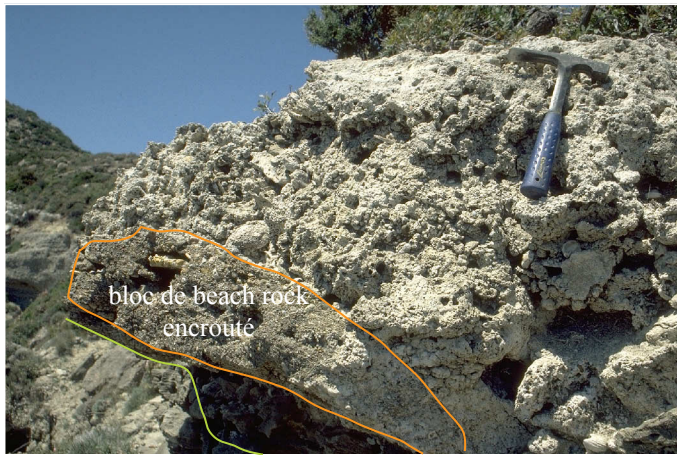


photo P. Moissette

c - idem photo b.



photo P. Moissette

d - Colonies de coraux (*Cladocora caespitosa*).



photo P. Moissette

e - Accumulation de boulets algaires. Noter les galets de roches vertes encroûtés.

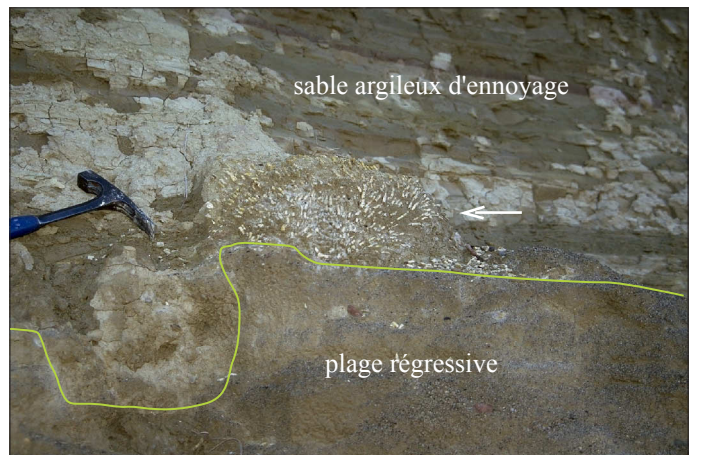


photo P. Moissette

f - cortège transgressif réduit localement à une colonie isolée de *Cladocora* (flèche).

Fig. 27 - Faliraki, partie inférieure de la formation Kritika ; quelques aspects des cortèges organogènes transgressifs qui se développent au-dessus des "beach-rocks".
(en vert clair : surface de transgression)



photo S. Ferry

a - Situation des observations.



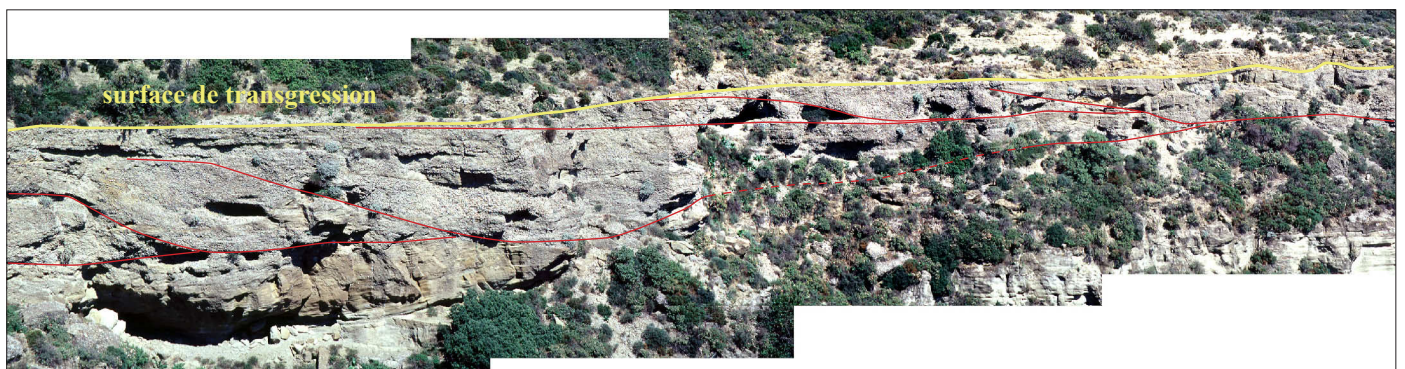
photo P. Bernier

b - Conglomérat polygénique à galets de roches vertes constituant le faciès de haut de plage des séquences de progradation côtière de la formation Kritika.



photomontage S. Ferry

c - Vue de détail du faciès de plage inférieure de la séquence F2. Noter l'interstratification de la lamination planaire de la zone de déferlement et des structures sigmoïdes de mamelons d'interférence de houle. Ce sandwich peut traduire de petits changements dans le niveau marin relatif au cours de la régression.



photomontage S. Ferry

d - Emboîtement en descente vers le Sud des bermes de tempête conglomératiques de haut de plage du sommet de F2. Le faciès caillouteux ravine le faciès sableux à lamination planaire de la plage sableuse inférieure. Cette géométrie illustre bien le régime particulier de progradation en régression forcée.

Fig. 28 - Faliraki centre, partie sud ; base de la formation Kritika, faciès et géométrie de la séquence de plage de l'unité F2.

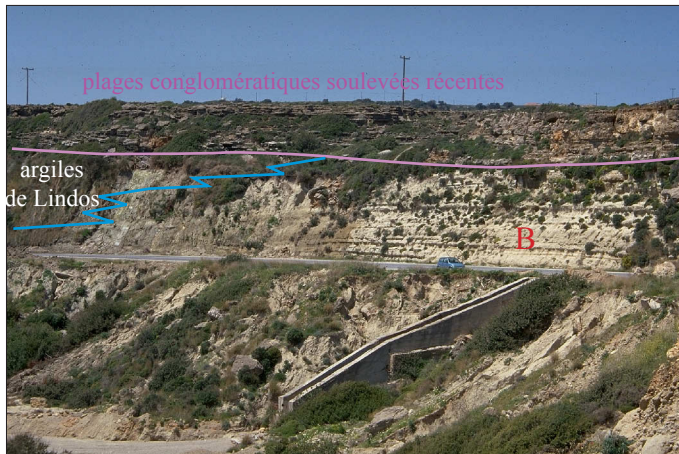


photo P. Moissette

a - Bottomsets (B) des cônes d'éboulis organogènes sous-marins, à la base des argiles de Lindos.



photo S. Ferry

b - Clinoformes de progradation des cônes d'éboulis sous-marins du cycle Lindos/Arkhangelos, recouverts en discordance par les conglomérats des plages soulevées récentes.



photo S. Ferry

c - Vue rapprochée des bottomsets de la photo a.



photo S. Ferry

d - Détail de la composition des bottomsets : mélange de graviers roulés de plage et de débris d'organismes.



photo S. Ferry

e - Stratifications obliques angulaires à regard vers la mer dans la première plage récente soulevée, Kalithea.



photo S. Ferry

f - Equivalent actuel des obliques angulaires de la photo e) dans la baie de St-Paul (Lindos).

Fig. 29 - Faliraki nord / Kalithea, argiles de Lindos et plages soulevées récentes.

Les plages soulevées récentes situées près du parking au sommet de la montée vers Kalithea montrent également des structures obliques angulaires particulières (fig. 29 e et f) qui ne sont pas des HCS en accréation latérale.

Si on dispose d'assez de temps, on peut observer, en contrebas, près de la plage de Kalithea le contact des plages calcarénitiques récentes directement sur les argiles de Lindos perforées.

2.3. Site de Vagia

On y voit la transgression des argiles de Lindos directement sur les calcaires mésozoïques par l'intermédiaire du calcaire de Kolymbia à valeur de cortège transgressif sous faciès distal (fig. 30). Il n'y a pas de dépôt de la formation Kritika préservé. Ils ont dû être érodés avant la remise en eau correspondant au cycle Lindos/Arkhangelos.

Le calcaire de Kolymbia présente une faune abondante (fig. 31 a à c).

Les argiles de Lindos sont laminées dans leur partie supérieure. C'est un faciès de décantation de bouffées turbides de crues fluviales en séquences centimétriques (fig. 31 e et f). Ce faciès annonce le rapprochement des rivages, il est régressif.

Il n'y a pas de calcarénite d'Arkhangelos au toit. Les argiles de Lindos sont ravinées par les plages soulevées récentes.

2.4. Site de Tsampika

La baie de Tsampika permet l'observation de géométries parmi les plus complexes rencontrées à Rhodes (figs. 32 à 35).

Voici, en résumé, l'histoire que l'on peut reconstituer :

Des dépôts de la formation Kritika, il ne reste rien. Les dépôts du cycle de Lindos/Arkhangelos ont été également presque totalement vidangés par les incisions pléistocènes. On leur attribue sans preuve, par simple analogie, les grands cônes relictuels d'éboulis à débris d'organismes marins qui sont ancrés sur les paléoreliefs mésozoïques perforés et encroûtés, côté nord de la baie. Du cycle de Lindos/Arkhangelos, il reste les plates-formes d'abrasion littorales qui s'étagent jusqu'au sommet (250 m d'altitude) du massif calcaire nord (fig. 32) et du massif d'Arkhangelos (500 m d'altitude) situé au Sud (fig. 5c).

La majeure partie des dépôts conservés appartient à deux paléovallées pléistocènes, nichées dans les paléoreliefs de calcaires mésozoïques (fig. 32, dépôts 3 et 4).

Celle située du côté nord comporte un remplissage à géométrie particulièrement complexe (figs. 33 et 34), fait de dix séquences emboîtées que l'on pourra examiner en détail.

Ces séquences traduisent des oscillations d'assez grande ampleur du niveau marin relatif car plusieurs débutent par des faciès fluviaux en tresses, nichés dans les argiles d'offshore de la séquence précédente (remplissages de vallées incisées VF des figures 33 et 34).



photo P. Moissette

a - vue générale des argiles de Lindos à Vagia.



photo P. Moissette

b - Le calcaire Kolymia (K), transgressif sur les paléoreliefs de calcaires mésozoïques perforés (M), à la base des argiles de Lindos (L).

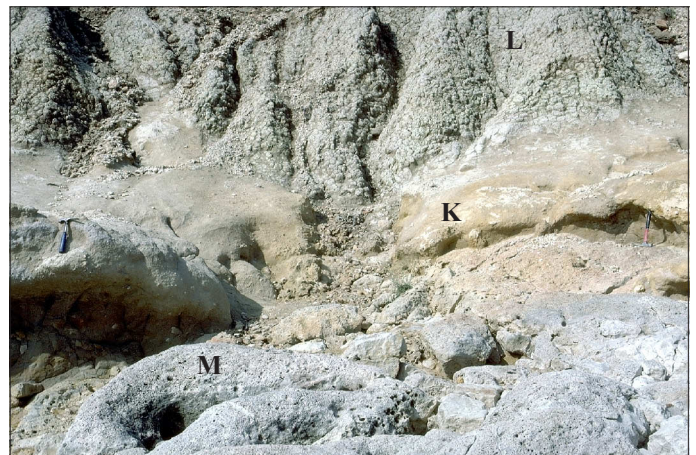


photo P. Moissette

c - Détail de la base montrant les calcaires mésozoïques perforés (M) sous le calcaire Kolymia (K).



photo P. Moissette

d - niveau contourné (slump ?, séismite?) à la base des argiles de Lindos.



photo S. Ferry

e - Faciès laminé des argiles de Lindos, partie supérieure, à niveau contourné (slump ?, séismite ?).

Fig. 30 - Les argiles de Lindos au cap Vagia.

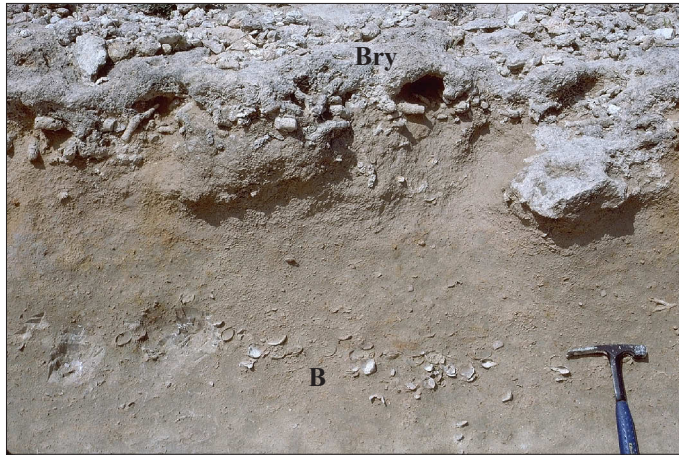


photo P. Moissette

a - Calcaire Kolymbia, accumulation de brachiopodes (B) et niveau construit à bryozoaires (Bry).



photo P. Moissette

b - Détail du niveau construit à bryozoaires (cellépores branchus).



photo p. Moissette

c - Trace fossile (*Zoophycos*) dans les argiles de Lindos.



photo P. Moissette

d - cf b, vue agrandie.

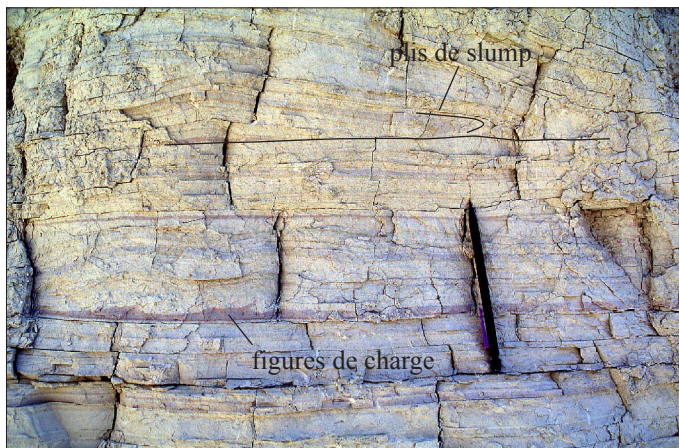


photo S. Ferry

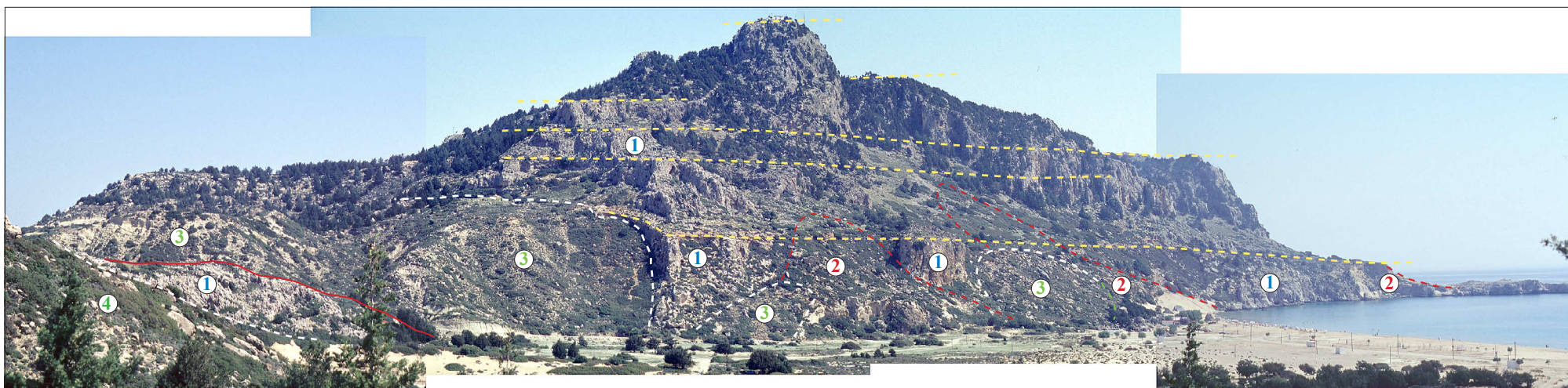
e - Argiles de lindos, partie supérieure laminée. Noter les niveaux déformés, soit par liquéfaction (séismite), soit par glissement (slump).



photo S. Ferry

f - Argiles de Lindos, partie supérieure. Détail de la lamination.

Fig. 31 - Cap Vagia, Calcaire Kolymbia et argiles de Lindos, détail du faciès.



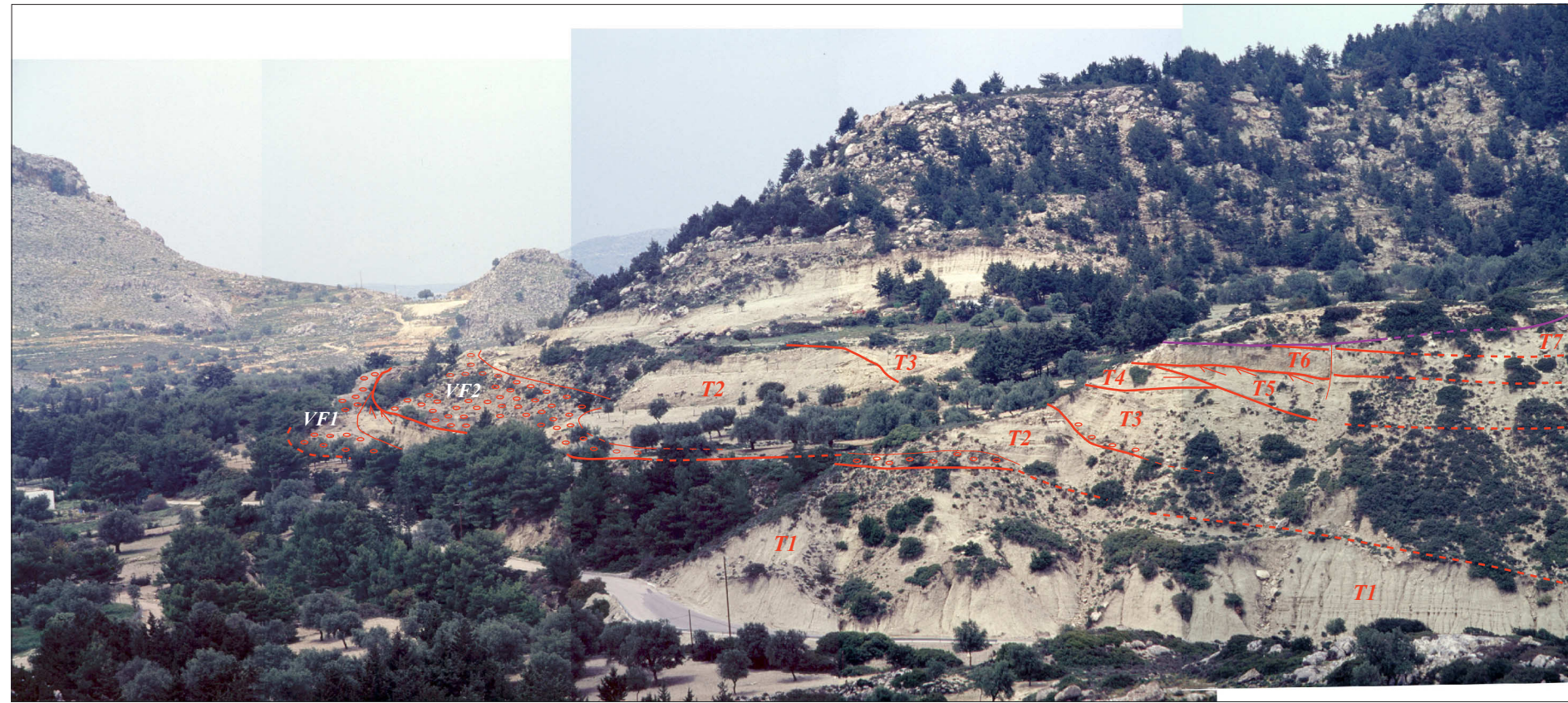
photomontage S. Ferry

- 1 - calcaires mésozoïques (pointillés orange : plates-formes d'abrasion littorale du cycle Lindos/Arkangelos)
 2 - cônes d'éboulis sous-marin à matériel mixte détritique et organogène (mis en place lors de l'ennoyage du cycle de Lindos/Arkangelos ?)
 3 et 4 - Deux systèmes indépendants de cycles emboîtés d'âge pléistocène "moyen", situés de part et d'autre d'un petit relief de calcaire mésozoïque.



photomontage S. Ferry

Fig. 32 - Baie de Tsampika. Panorama général, côté nord.



photomontage S. Ferry

a (ci-contre) - Vue de la partie amont du remplissage, montrant le développement des faciès fluviales caillouteux (VF) sur les limites de séquences.

b (ci-dessous) - Vue de la partie aval du remplissage. Noter le très fort emboîtement des limites de séquences, à gauche et les deux lentilles de faciès fluviale (VF7) et (VF10) au centre sur la pente.



photomontage S. Ferry

Fig. 33 - Tsampika, côté nord de la baie ; panoramas de détail du paquet de séquences emboîtées pléistocènes à faciès marins (T1 à T10) et des remplissages fluviaux de vallées incisées (VF) associés.

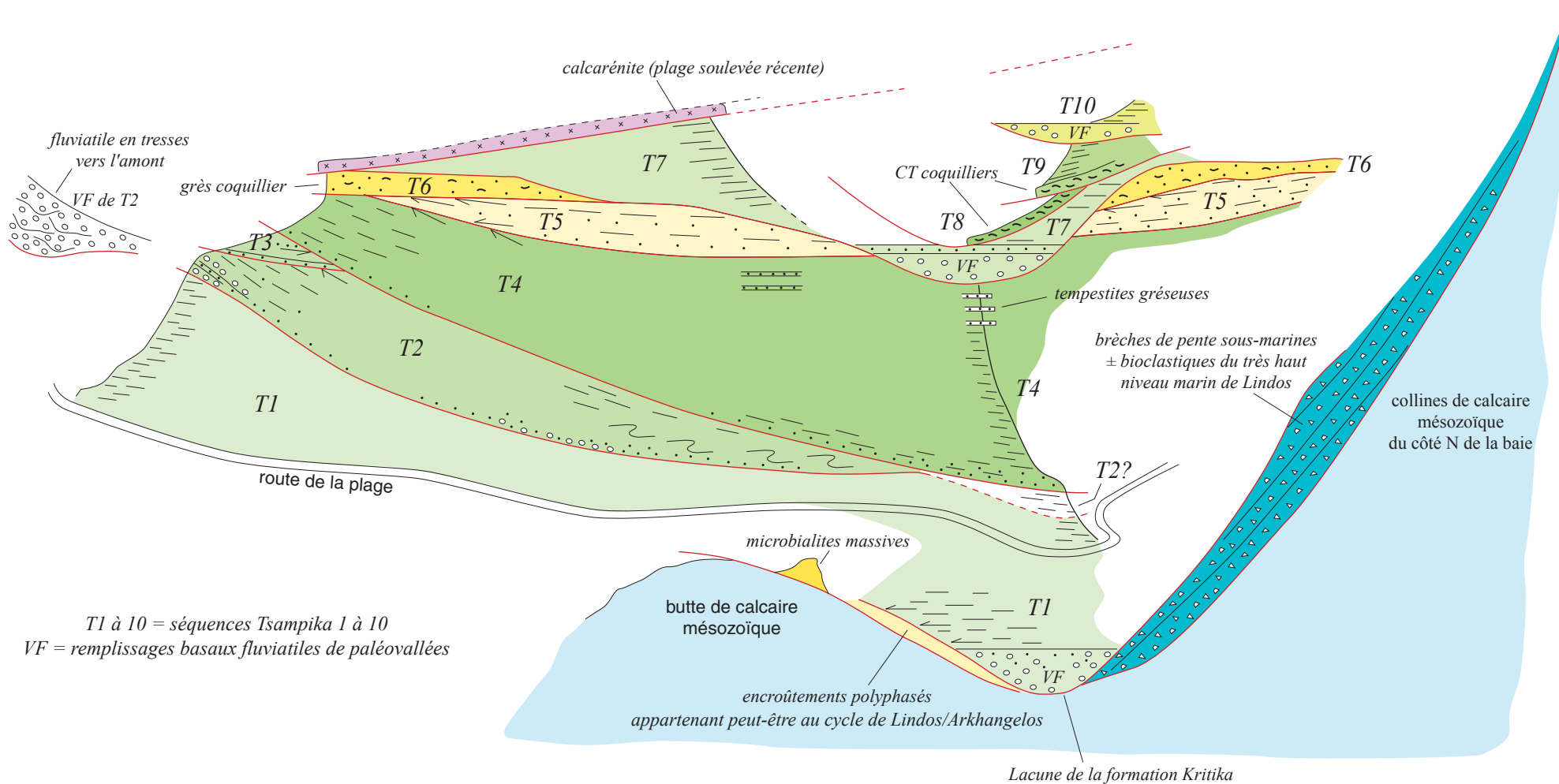
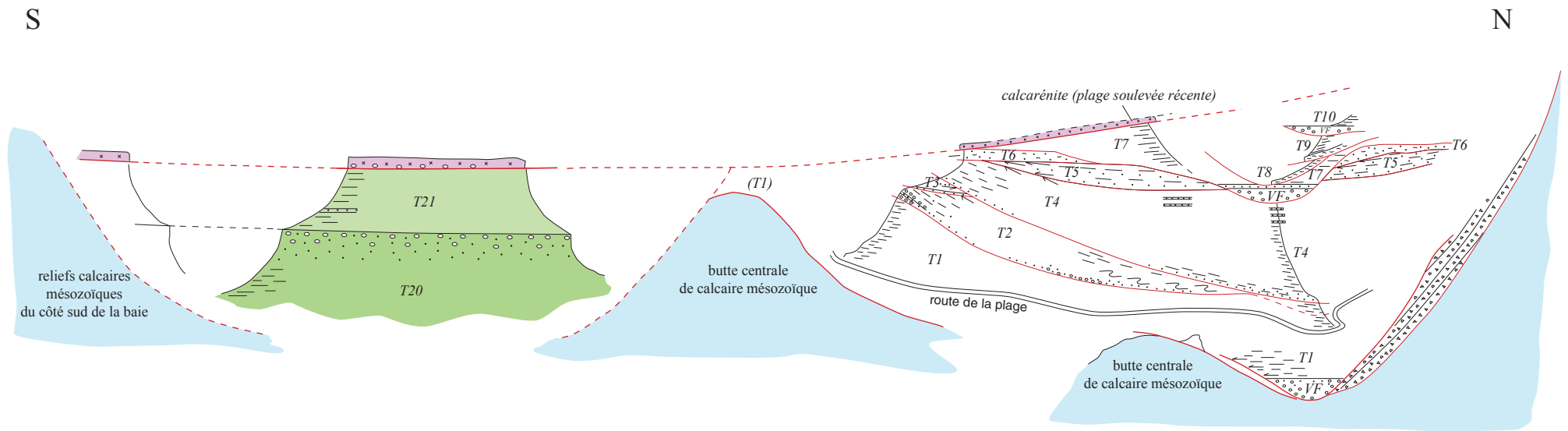


Fig. 34 - Baie de Tsampika. Schéma stratigraphique général montrant l'emboîtement de 10 séquences de dépôt, d'âge Pléistocène "moyen" probable, sur le côté nord de la baie.

Elles sont enchassées dans une paléovallée qui a érodé en presque totalité les dépôts du cycle Lindos/Arkhangelos auxquels sont attribués les placages résiduels d'éboulis sous-marins sur les paléoreliefs mésozoïques.



T1 à 10 = premier groupe de séquences d'âge pléistocène "moyen"
T20 à 21 = deuxième groupe de séquences d'âge pléistocène "moyen", encaissé dans le premier
(numérotations arbitraires)
VF = remplissages basaux fluviaux de paléovallées

Fig. 35 - Baie de Tsampika, côté sud. Schéma stratigraphique montrant l'emboîtement d'un deuxième groupe de séquences, également d'âge Pléistocène "moyen" probable, dans le groupe des 10 premières séquences visibles sur le côté nord de la baie.

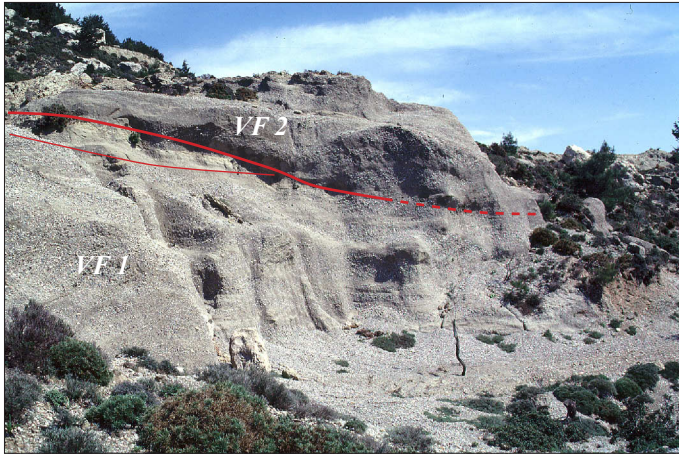


photo S. Ferry

a - Faciès fluviale en tresses des remplissages de vallées incisées (VF) de l'amont (séquences T1 et T2).

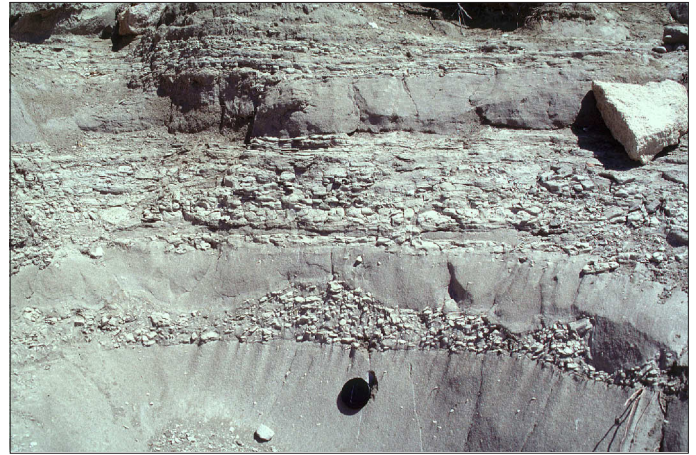


photo S. Ferry

b - Faciès sablo-argileux à galets mous (turbidites ?) de la base de la séquence T2, en position aval.



photo S. Ferry

c - Faciès sableux bioturbé à coquilles d'huîtres de la séquence T6.

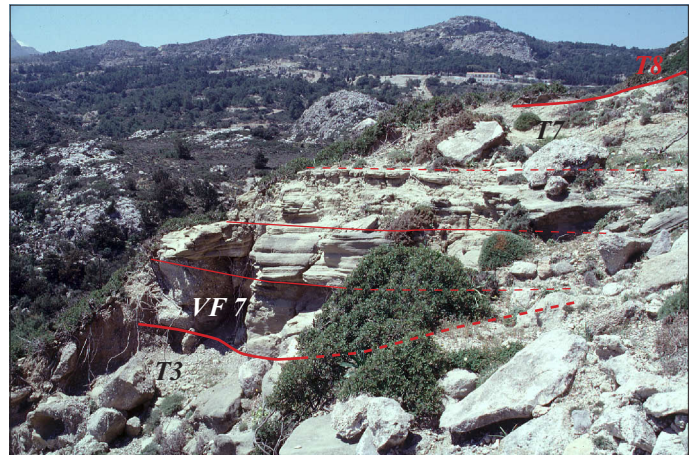


photo S. Ferry

d - Remplissage de vallée incisée (VF) de la séquence T7.



photo S. Ferry

e - (ci-contre) Détail du faciès fluviale en base du remplissage de la vallée incisée VFT7.



photo S. Ferry

f - Détail du faciès de plage à lamination planaire et terriers verticaux du sommet du remplissage de vallée incisée VFT7.

Fig. 36 - Baie de Tsampika, quelques faciès des séquences pléistocènes T1 à T10.

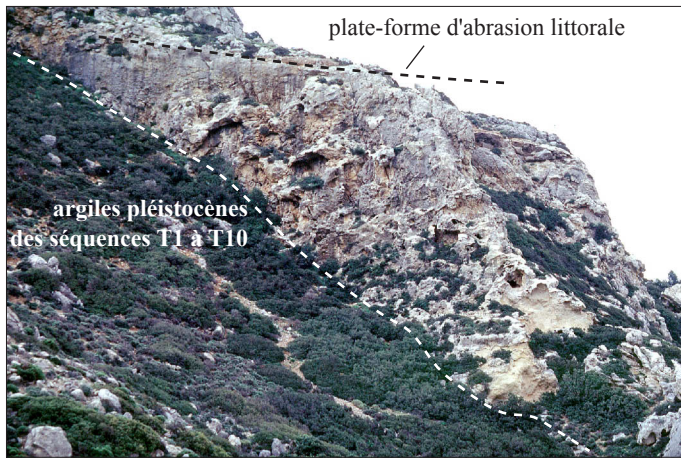


photo S. Ferry

a - Paroi de calcaires mésozoïques perforée et encroûtée (plusieurs "trottoirs" algaires), côté nord de la baie.



photo P. Moissette

b - Coupe à travers un des cônes d'éboulis sous-marins sur le côté nord de la baie. Noter l'évolution verticale du faciès, d'abord détritique à blocs puis de plus en plus organogène.

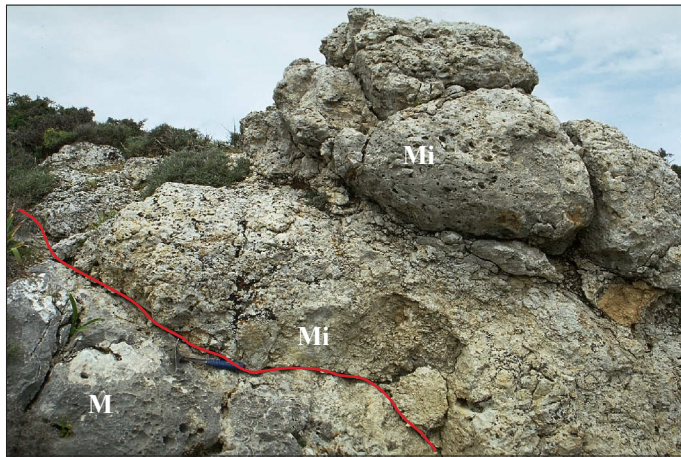
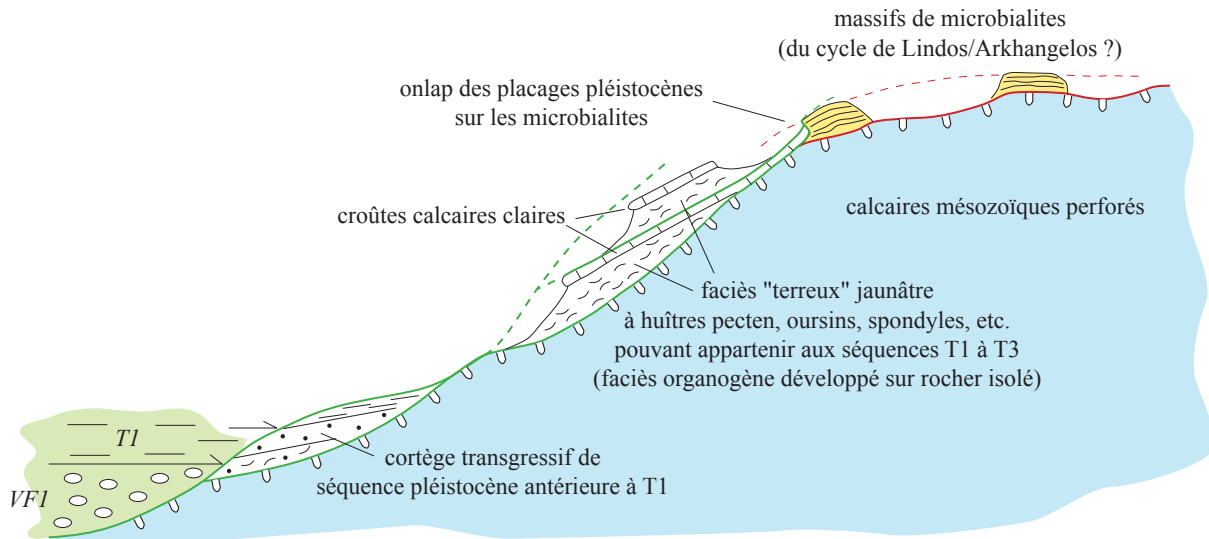


photo P. Moissette

c - Exemple d'encroûtements microbialitiques (Mi) sur calcaires mésozoïques (M), rive droite du ruisseau qui longe la route de la plage.



d - Schéma stratigraphique des placages et encroûtements observés sur la colline de calcaires mésozoïques en rive droite du ruisseau qui longe la route de la plage.

Fig. 37 - Baie de Tsampika, Encroûtements et cônes d'éboulis sous-marins.

La courbe isotopique de l'océan mondial (fig. 4) montre l'amplification progressive des oscillations climatiques et donc glacio-eustatiques au cours du Pléistocène. Le fort emboîtement des séquences de Tsampika, par comparaison avec celui beaucoup plus modéré constaté dans la formation Kritika, conduit à penser qu'il puisse s'agir de séquences glacio-eustatiques.

Une étude pollinique a cependant montré qu'il existerait deux cycles climatiques dans la séquence T1. Il n'en existe pas de trace sédimentaire visible. Ces cycles à haute fréquence auraient-ils une origine plus complexe, certains étant des cycles tectono-eustatiques plutôt que glacio-eustatiques ? Les études en projet, qui combineront analyse pollinique et magnétostratigraphie, devraient permettre de débrouiller ce problème complexe.

Un autre objectif de l'excursion est d'examiner les encroûtements polyphasés qui se développent sur les paléoreliefs de calcaires mésozoïques (fig. 37). Ces paléoreliefs représentaient des chicots isolés en mer, que la progradation des prismes de plage n'a pas atteint. Ils ont enregistré à leur manière, par des encroûtements, les variations de profondeur.

La stratigraphie de ces encroûtements n'est pas débrouillée car, s'agissant de systèmes sédimentaires indépendants, déconnectés les uns des autres, elle demanderait des moyens spécifiques sophistiqués. La figure 37 d montre que les relations géométriques entre ces encroûtements sont complexes et qu'il est difficile de les relier stratigraphiquement aux dépôts qui les ennoient.

2.5. Site de Ladiko

La figure 38 illustre les relations géométriques entre les différentes formations.

La formation Kritika est bien représentée, avec ses cycles de progradation/rétrogradation de plages, dont on peut en observer au moins quatre avant de passer le petit col qui conduit à la crique du restaurant de plage. L'entablement supérieur de cette formation montre au col des cliniformes de progradation de plage assez spectaculaires.

Les faciès sont semblables à ceux observés à Kritika ou Faliraki.

La série de Ladiko proprement dite (fig. 39) est manifestement enchassée dans la formation Kritika. Qu'elle puisse représenter un cortège transgressif polyséquentiel, localement très développé, du cycle de Lindos/Arkangelos soulève trop de problèmes. Il est plus probable qu'il s'agisse du remplissage (LDK1, fig. 38) d'une des paléovallées pléistocènes analogues à celles observées à Tsampika. En conséquence, les argiles de la séquence LDK1e (fig. 39) ne seraient pas les argiles de Lindos, contrairement à l'opinion de Hanken et al. (1996). Les arguments biostratigraphiques des auteurs sont d'ailleurs bien minces.

Ce qui était également passé inaperçu, est l'existence sur le flanc du relief nord (fig. 39) de placages résiduels de faciès qui sont différents à la fois de ceux de la série de Ladiko en rive droite et de ceux de la Formation Kritika. Nous en faisons des restes d'une deuxième paléovallée pléistocène (LDK2, fig. 38).

On peut observer, le long de la route, puis du chemin qui mène à la « baie Anthony Quinn » (en fait, la baie de Ladiko proprement dite), côté nord, des restes de séquences R/T plaqués sur les calcaires mésozoïques (fig. 43). Plus loin sur le chemin, on peut observer ces paléoreliefs encroûtés, avec des placages d'argiles vertes à huîtres qui ne peuvent non plus être les argiles profondes de Lindos.

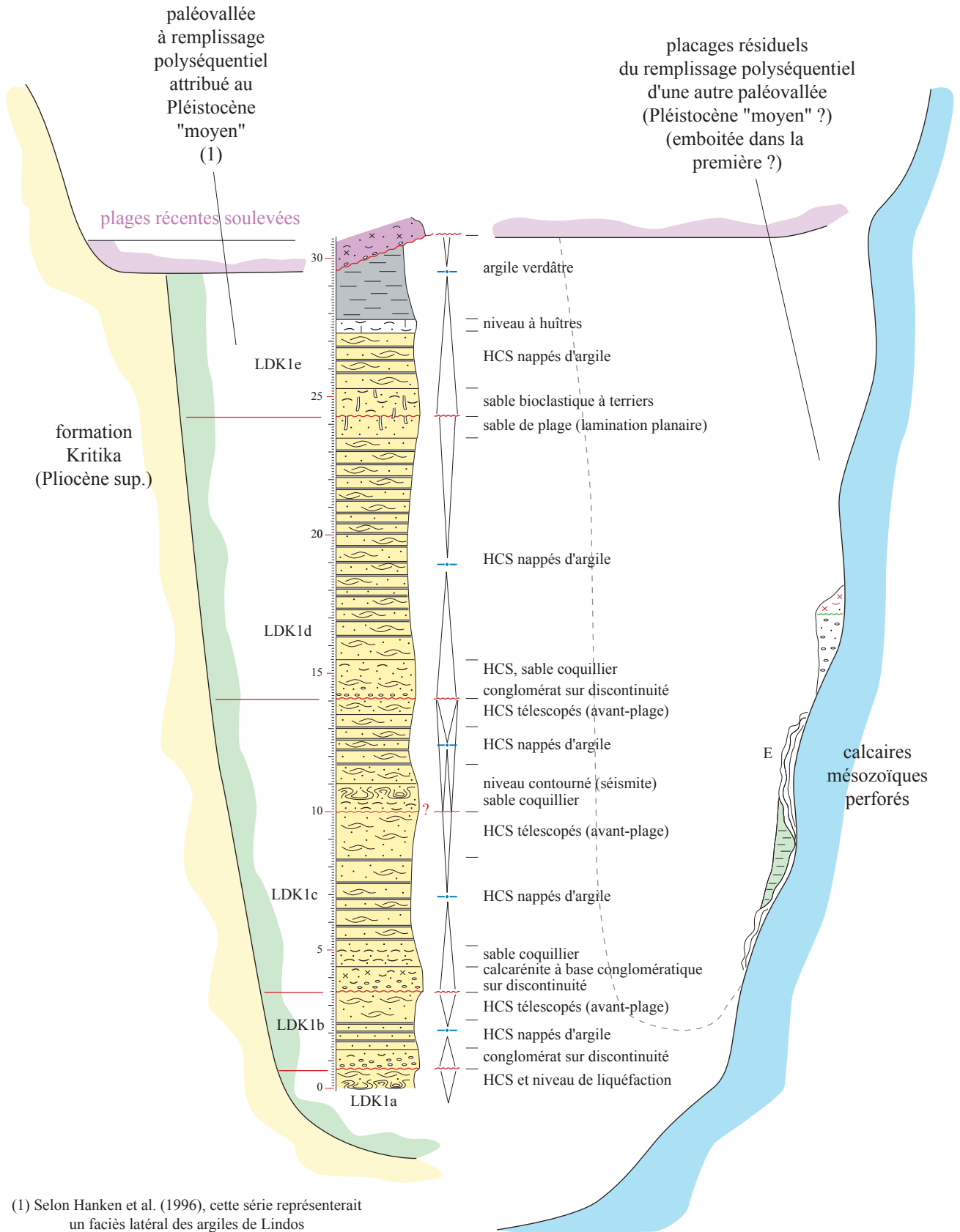
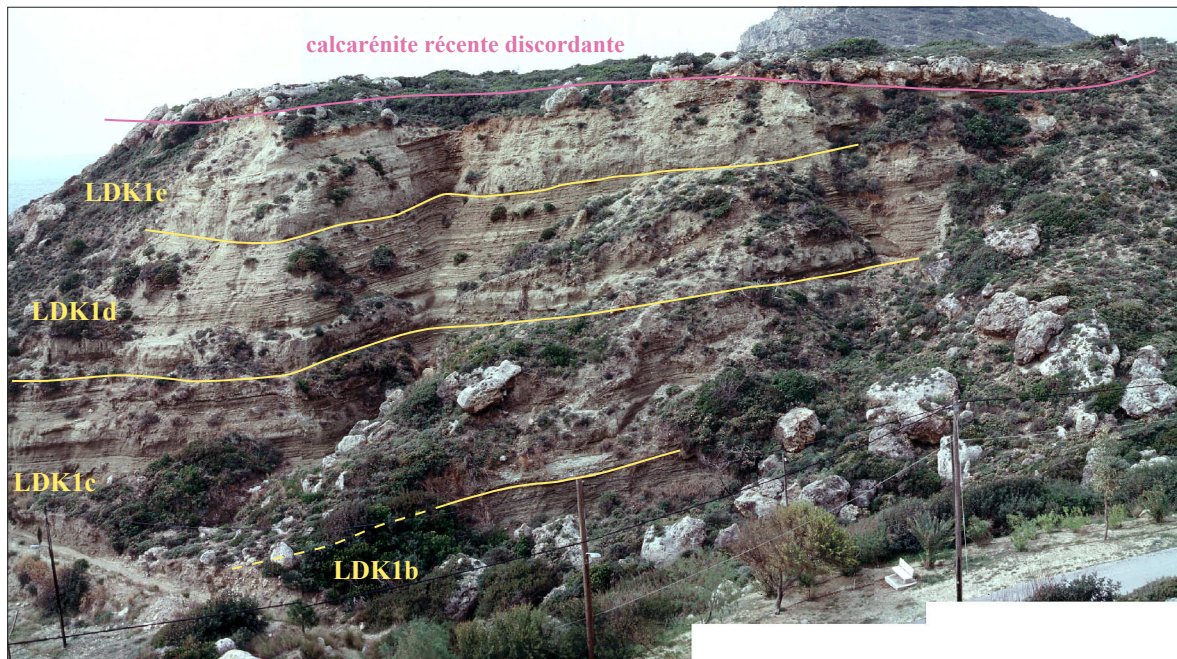


Fig. 39 - Ladiko, coupe du restaurant de la plage.



photo P. Moissette

a - Vue générale montrant les relations géométriques entre les différentes formations.



photomontage S. Ferry

b - Vue des séquences de dépôt supérieures de la formation LDK1.

Fig. 40 - Ladiko, vues du remplissage des paléovallées pléistocènes, incisées dans la formation Kritika.
(le remplissage LDK1 est considéré par Hanken et al. [1996] comme un faciès latéral de la base des argiles de Lindos)

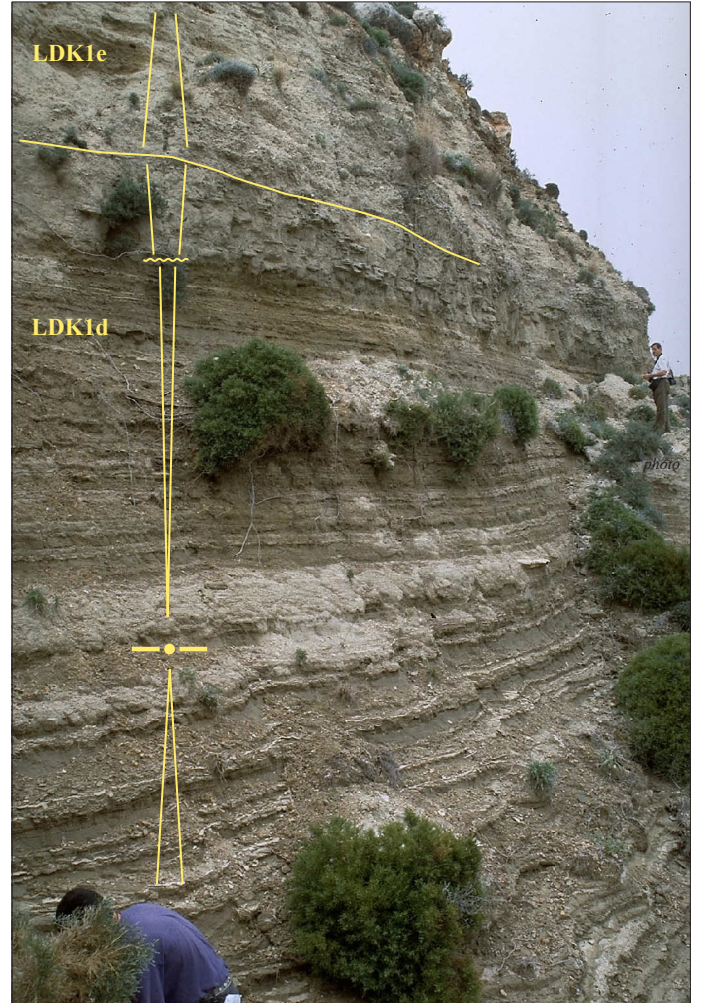
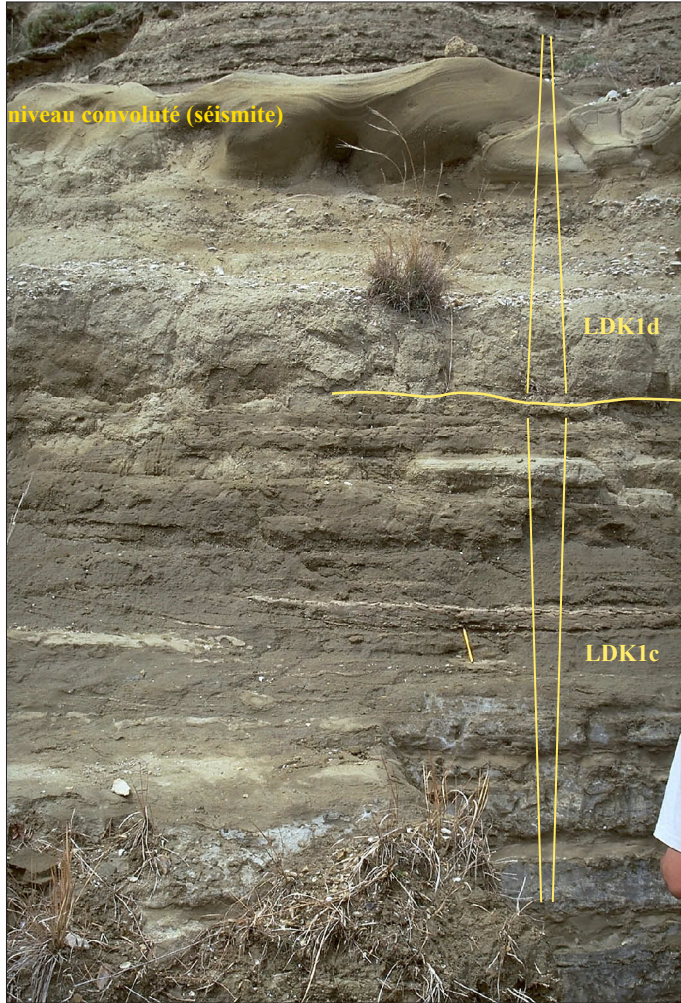


Fig. 41 - Ladiko, série pléistocène LDK1, vue des 4 limites de séquence.



photo S. Ferry

a - couches de tempête à HCS nappées d'argiles de crue.



photo S. Ferry

b - idem , HCS en accrétion verticale, vue de détail.

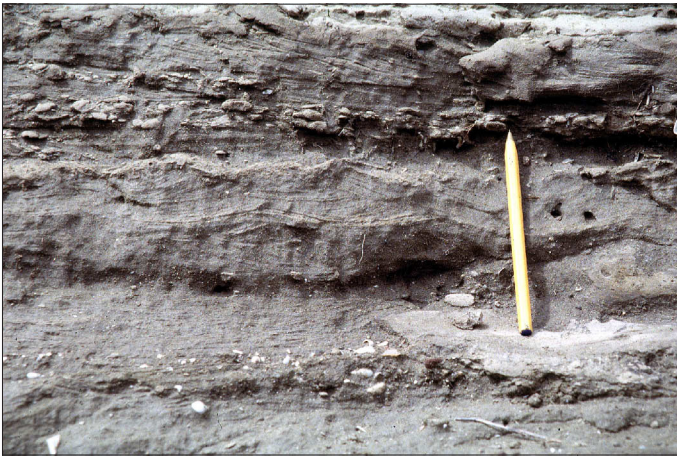


photo S. Ferry

c - HCS en accrétion latérale et rides d'oscillation.



photo S. Ferry

d - niveau contourné par liquéfaction (séismite).



photo P. Moissette

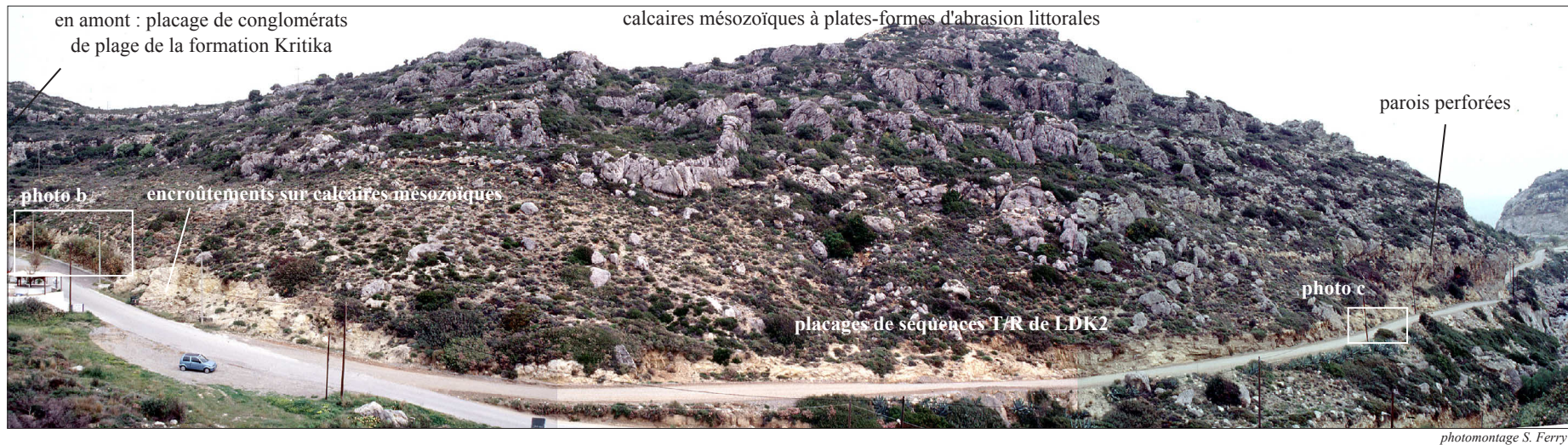
e - cortège transgressif à coquilles et galets de plage.



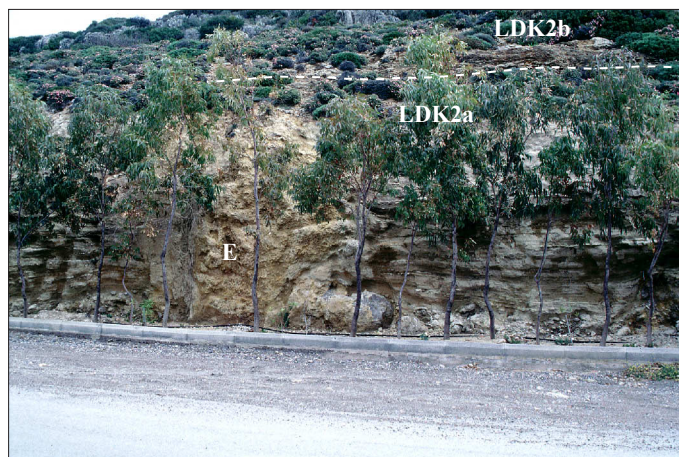
photo S. Ferry

f - détail de la limite de séquence LDK1e, faciès sablo-coquillier hétérogène, à terriers.

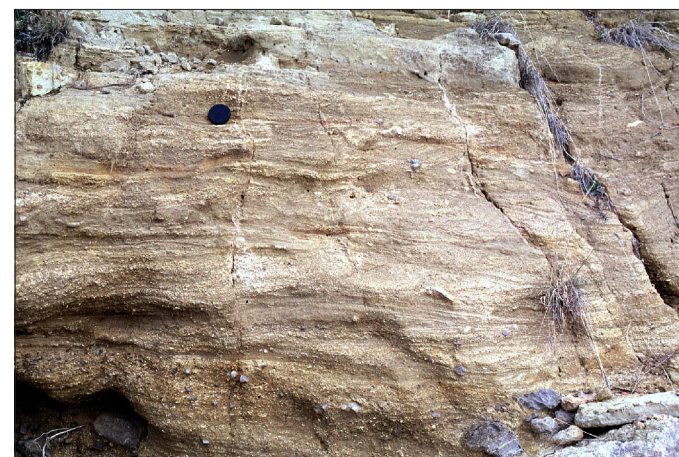
Fig. 42 - Quelques faciès de dépôt de la série LDK1, au-dessus du restaurant de la plage.



a - Vue générale



b - vue des argiles d'offshore d'une séquence de LDK2, ennoyant la paroi encroûtée (E) de calcaires mésozoïques.



c - cortège transgressif calcarénitique à HCS emboîtés d'une séquence de LDK2. (route de la baie Anthony Quinn)

Fig. 43 - Ladiko, paroi nord des paléovallées pléistocènes emboîtées LDK1 et LDK2, à dépôts résiduels, plaqués sur les calcaires mésozoïques perforés.

La série de Ladiko (fig. 39) montre cinq séquences de dépôt. Son principal intérêt au plan sédimentologique est l'extraordinaire développement des couches de tempête nappées d'argile (figs. 41 et 42) qui trouvaient, dans le contexte confiné d'une baie étroite, des conditions idéales pour que s'expriment dans les dépôts les crues de rivières associées au mauvais temps (houles de tempête).

On notera également l'abondance des coquilles dans les cortèges transgressifs (fig. 42) qui sont toutefois moins organogènes (interstades glaciaires moins chauds ?) que dans les cycles de la Formation Kritika.

2.6. Site de Lindos

Le site de la baie de Lindos est exceptionnel pour étudier les faciès et la géométrie des dépôts du cycle Lindos/Arkhangelos.

On retrouve (fig. 44) des éléments déjà observés à Tsampika (plates-formes d'abrasion littorales étagées). Mais ici, les dépôts du cycle sont conservés. Notamment, il est possible de suivre la mise en place des calcarénites d'Arkhangelos en régime de régression forcée depuis les plates-formes d'abrasion jusque sur les argiles de Lindos qu'elles ravinent (figs 45 et 46). C'est ce qui est schématisé sur la figure introductive 3.

Le site est également intéressant pour étudier les dépôts de pentes sous-marines du plus haut niveau marin du cycle. Ce sont les « calcaires de la baie de St-Paul » de Hanken et al. (1996) (fig. 47), différents par leur faciès des dépôts de cônes observés à Kaliraki et à Tsampika. On étudiera également les encroûtements polyphasés qui empâtent les paléoreliefs de calcaires mésozoïques (fig. 47). Ces encroûtements, habituellement de profondeur faible, comportent des placages à faunes très profondes (jusqu'à 800 m pour Kovacs et Spjeldnaes 1999) qui, avec les plates-formes d'abrasion littorales étagées, confirment l'ennoyage presque complet de l'île vers la limite Pliocène-Pléistocène.

Si nous disposons d'assez de temps, nous pourrions examiner le faciès des plages récentes soulevées (formation de l'Acropole de Lindos de Hanken et al. 1996), qui reposent en discordance de ravinement sur les dépôts du cycle Lindos/Arkhangelos, en rive nord de la baie.

2.7. Conclusions

Au plan stratigraphique, la complexité des emboîtements de séquences de dépôts plio-pléistocènes de Rhodes atteint un niveau inégalé en raison de la superposition de variations tectono-eustatiques de grande ampleur du niveau marin relatif et d'oscillations glacio-eustatiques d'amplitude variable mais croissante au fur et à mesure de la dégradation climatique amorcée au Pliocène supérieur.

Le revers de cette complexité est qu'il est très difficile de corréliser les séquences d'un site à l'autre. La datation des différents dépôts par des moyens appropriés, ainsi que la mise en évidence des changements climatiques dans ces dépôts permettrait néanmoins d'extraire la composante tectono-eustatique des variations du niveau marin. Elle permettrait de contraindre dans le temps les manifestations tectoniques majeures, représentées par des soulèvements et des abaissements d'ensemble, de grande ampleur, de l'île. Ces phénomènes sont toujours actifs.

Au plan de la stratigraphie séquentielle, l'exemple de Rhodes est particulièrement représentatif des distorsions qu'apportent dans les enchaînements de faciès des fluctuations d'amplitude variable du niveau marin relatif.

Au plan sédimentologique, les dépôts plio-pléistocènes de Rhodes représentent une vitrine magnifique pour illustrer les faciès de plage et d'avant-plage.

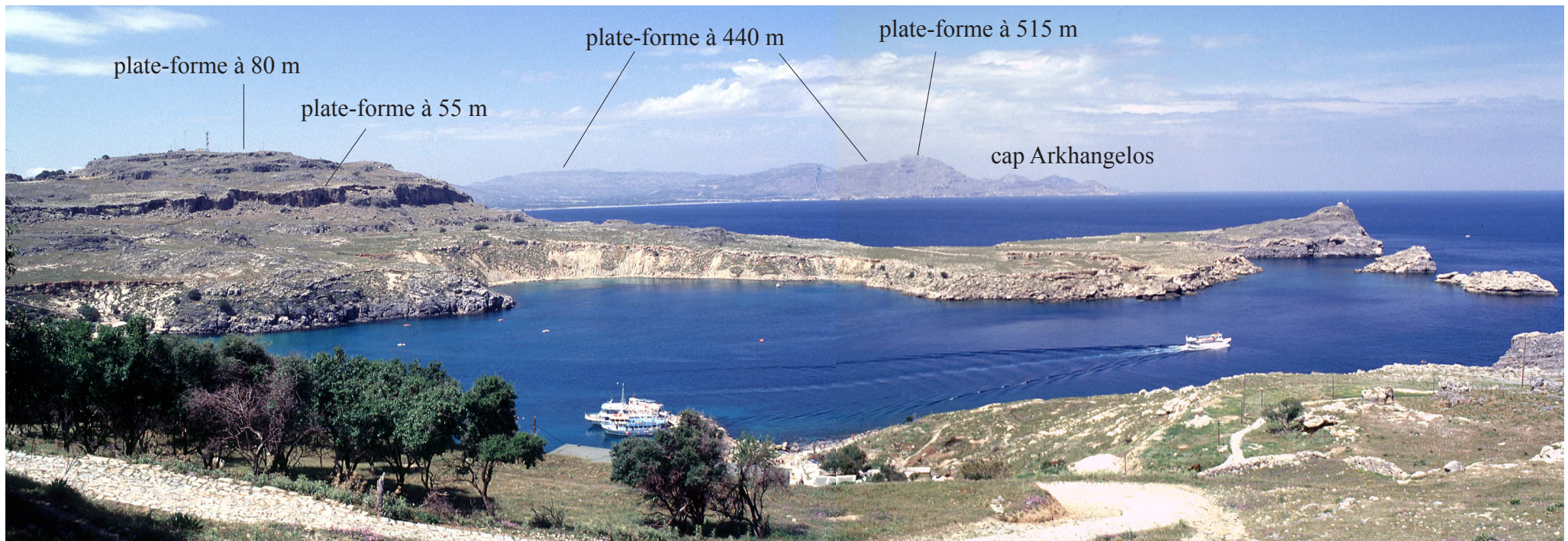


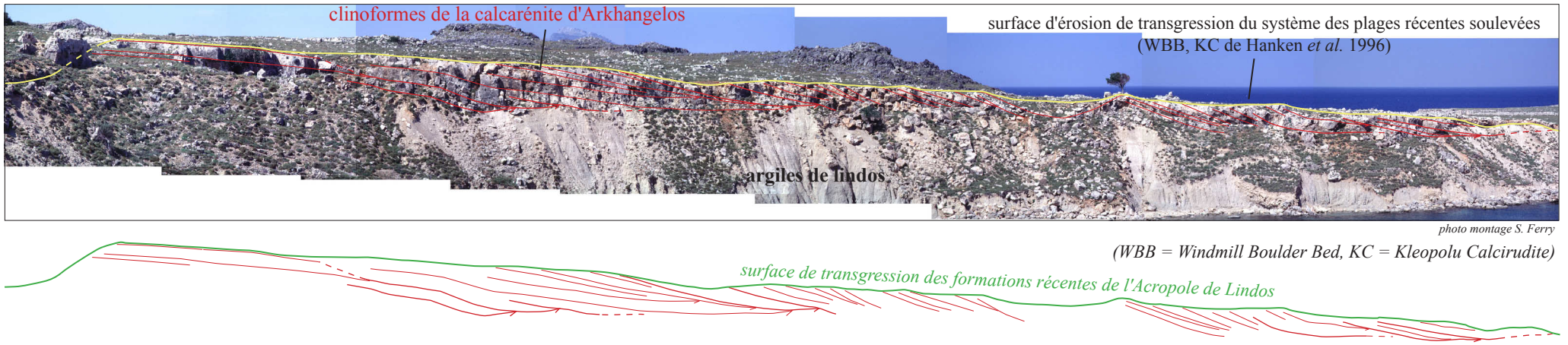
Fig. 44 - La baie de Lindos, vue vers le Nord, depuis la citadelle.

Noter les plates-formes d'abrasion littorale, créées au cours du cycle Lindos/Arkhangelos, sur les calcaires mésozoïques à gauche.

A loin, le cap Arkhangelos où les mêmes plates-formes d'abrasion s'étagent jusqu'à 500 m d'altitude environ.

Les argiles de Lindos, déposées lors du haut-niveau marin, tapissent le fond des cuvettes les plus profondes des reliefs noyés, comme en face, sur le côté Nord de la baie. Elles sont recouvertes par les calcarénites d'Arkhangelos qui forment l'entablement en pente douce vers l'Est, au fond de la baie. Des restes des calcarénites d'Arkhangelos subsistent plus haut, sur les reliefs à gauche, sous la forme de cliniformes de progradation accrochés aux plates-formes d'abrasion littorale, notamment la plate-forme de 55 m.

Des calcarénites de plage soulevées plus récentes érodent les calcarénites d'Arkhangelos (voir panoramas détaillés ci-après).

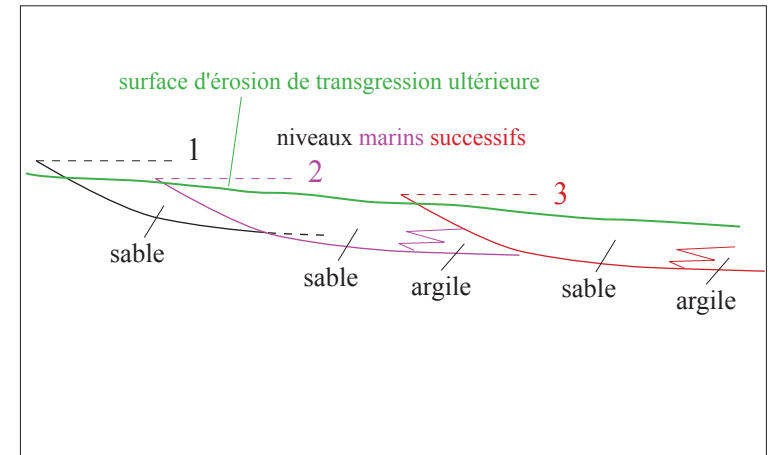


a - Géométrie particulière des clinoformes de progradation de la calcarénite d'Arkhangelos dans la baie de Lindos.



b (ci-dessus) - Passage progressif des argiles de Lindos à la calcarénite d'Arkhangelos.

c (ci-contre) - Passage brutal des argiles de Lindos à la calcarénite d'Arkhangelos.



d (ci-dessus) - Schéma explicatif.

Fig. 45 - Mode de gisement de la calcarénite d'Arkhangelos dans la baie de Lindos.



photomontage S. Ferry

a - Panorama montrant le ravinement des dépôts du cycle Lindos/Arkhangelos par le système des plages récentes soulevées (ici, la calcirudite de Kleopoli de Hanken *et al.* 1996), au fond de la baie de Lindos.



photomontage S. Ferry

b - Panorama montrant les cliniformes de progradation de la calcarénite d'Arkhangelos à partir du niveau de stationnement (plate-forme d'abrasion littorale) des 55 m à l'entrée de Lindos.

Fig. 46 - Calcarénité d'Arkhangelos et Calcirudite de Kleopoli à Lindos.

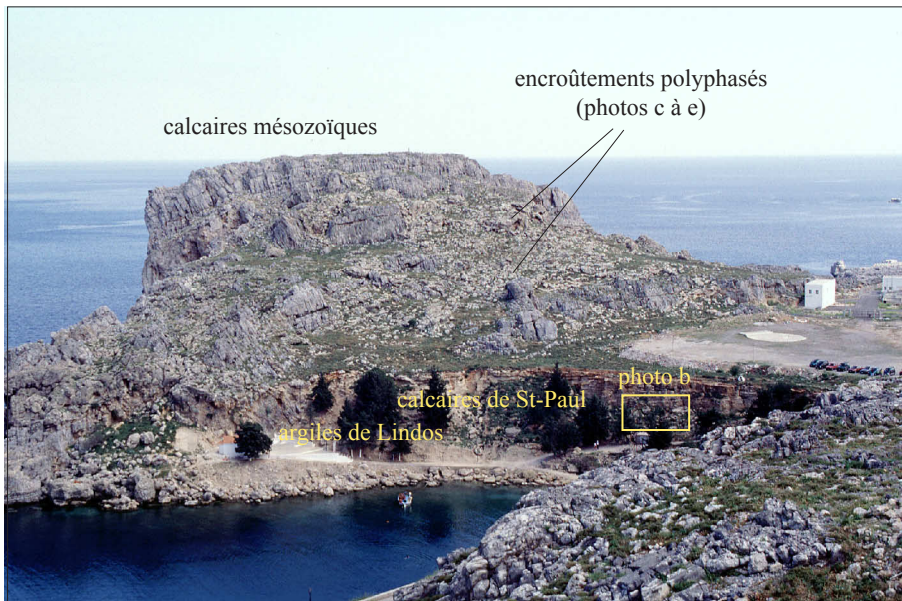


photo S. Ferry

a - Vue générale de la baie de St-Paul.

Les paléoreliefs de calcaires mésozoïques sont fortement encroûtés (placages jaunâtres). Dans les creux du paléorelief se sont déposés des placages d'argiles de Lindos. Celles-ci sont surmontées par la calcarénite d'Arkhangelos sous un faciès particulier (calcaire de St-Paul).



photo P. Moissette

b - Accumulation de bryozoaires celléporiformes dans le calcaire de St-Paul (faciès de pied des cliniformes de la calcarénite d'Arkhangelos).



photo S. Ferry

c - vue montrant l'importance des encroûtements de paroi. La caverne correspond à la vidange actuelle des dépôts concrétionnés les moins consolidés.

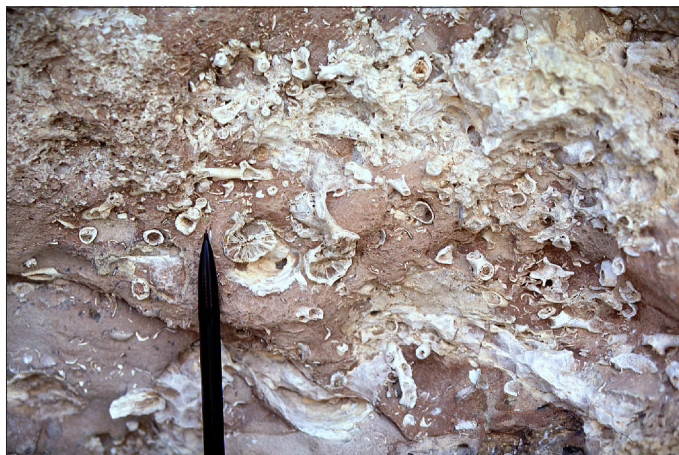


photo S. Ferry

d - Détail d'un encroûtement rouge à coraux profonds.



photo P. Moissette

e - Encroûtements polyphasés. Les encroûtements à coraux profonds (EP) sont séparés par des encroûtements à algues peu profonds.

Fig. 47 - Lindos, dépôts bioclastiques de pente et encroûtements calcaires dans la baie de St-Paul.

3. Bibliographie récente

- BENDA, L., MEULENKAMP, E. & VAN DE WEERD, A. 1977. Biostratigraphic correlations in the eastern Mediterranean Neogene. 3. Correlations between mammal, sporomorph and marine microfossil assemblages from the Upper Cenozoic of Rhodes, Greece. *Newsletter on Stratigraphy*, 6: 117-130.
- BLANC-VERNET, L., CHAMLEY, H., KERAUDREN, B. & SAUVAGE, J. 1975. A propos de la limite plio-pléistocène dans les séquences marines de l'île de Rhodes (Dodécanèse, Grèce). *Comptes-Rendus Académie des Sciences Paris*, 280: 541-544.
- BROEKMAN, J.A. 1973. Sedimentary structures and paleoecology of the Pliocene Kritika Formation in a section near Kalithies (Rhodos, Greece). *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, B, 76: 423-445.
- BROEKMAN, J.A. 1974. Sedimentation and paleoecology of Pliocene lagoonal shallow marine deposits on the island of Rhodes (Greece). *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, 8: 1-142.
- BROMLEY, R.G. 1999. Anomiid (bivalve) bioerosion on Pleistocene pectinid (bivalve) shells, Rhodes, Greece. *Geologie en Mijnbouw*, 78: 175-177.
- BROMLEY, R.G. & ASGAARD, U. 1975. Sediment structures produced by a spatangoid echinoid: a problem of preservation. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 24: 261-281.
- BROMLEY, R.G. & ASGAARD, U. 1993. Endolithic community replacement on a Pliocene rocky coast. *Ichnos*, 2: 93-116.
- BRUIJN, H. DE, DAWSON, M.R. & MEIN, P. 1970. Upper Pliocene Rodentia, Lagomorpha and Insectivora (Mammalia) from the Isle of Rhodes (Greece). *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, B, 73 (5): 535-584.
- DERMITZAKIS, M. & GEORGIADES-DIKEOULIA, E. 1992. Contribution à l'étude de la géologie côtière de l'île de Rhodes. *Annales géologiques des Pays Helléniques*, 35: 103-123.
- DERMITZAKIS, M. & THEODOROPOULOS, D. 1975. Study of beach-rocks in the Aegean sea. Observations on occurrences in SE Crete, Rhodes, and Metopi. *Annales géologiques des Pays Helléniques*, 26: 275-305.
- HAIJAJI, M., BODERGAT, A.-M., MOISSETTE, P., PRIEUR A. & RIO M. (1998). Signification écologique des associations d'ostracodes de la coupe de Kritika (Pliocène supérieur, Rhodes, Grèce). *Revue de Micropaléontologie*, 41: 211-233.
- HANKEN, N.-M., BROMLEY, R.G. & MILLER, J. 1996. Plio-Pleistocene sedimentation in coastal grabens, north-east Rhodes, Greece. *Geological Journal*, 31: 271-296.
- HANSEN, K.S. 1999. Development of a prograding carbonate wedge during sea level fall: Lower Pleistocene of Rhodes, Greece. *Sedimentology*, 46: 559-576.
- KERAUDREN, B. 1970. Les formations quaternaires marines de la Grèce. 1ère partie. *Bulletin du Musée d'Anthropologie Préhistorique de Monaco*, 6: 1-153.
- KERAUDREN, B. 1971. Les formations quaternaires marines de la Grèce. 2ème partie. *Bulletin du Musée d'Anthropologie Préhistorique de Monaco*, 17: 87-170.
- KERAUDREN, B. 1972. Les formations quaternaires marines de la Grèce. Annexes. *Bulletin du Musée d'Anthropologie Préhistorique de Monaco*, 18: 233-267.
- KOVACS, E. & SPJELDNAES, N. 1999. Pliocene-Pleistocene stratigraphy of Rhodes, Greece. *Newsletter on stratigraphy*, 37 (3): 191-208.
- LØVLIE, R., STØLE, G. & SPJELDNAES, N. 1989. Magnetic polarity stratigraphy of Plio-Pleistocene marine sediments from Rhodos, eastern Mediterranean. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 54: 340-352.

- MEULENKAMP, E. 1985. Aspects of the Late Cenozoic evolution of the Aegean region. 307-321. In STANLEY, D.J. & WEZEL, F.C. (eds). *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag, New York, 307-321.
- MEULENKAMP, E., DE MULDER, E.F.J. & VAN DE WEERD, A. 1972. Sedimentary history and Paleogeography of the Late Cenozoic of the Island of Rhodes. *Zeitschrift der Deutsche Geologische Gesellschaft*, 123: 541-553.
- MOISSETTE, P. & SPJELDNAES, N. 1995. Plio-Pleistocene deep-water bryozoans from Rhodes, Greece. *Palaeontology*, 38: 771-799.
- MOISSETTE, P. & SPJELDNAES, N. sous presse. Highly diverse bryozoan faunas from the Plio-Pleistocene of the Greek island of Rhodes. *Proceedings 12th International Bryozoology Association Conference, Dublin*, Balkema ed., Rotterdam.
- MOSTAFAWI, N. 1989. Limnische und marine Ostracoden aus dem Neogen der Insel Rhodos (Griechenland). *Courier Forschungs-Institut Senckenberg*, 113: 117-157.
- MUTTI, E., OROMBELLI, G. & POZZI, R. 1970. Geological studies on the Dodecanese Islands (Aegean Sea). IX. Geological map of the island of Rhodes (Greece), explanatory notes. *Annales géologiques des Pays Helléniques*, 22: 77-226.
- OROMBELLI, G. & MONTANARI, C. 1967. Geological studies on the Dodecanese Islands (Aegean Sea). VI. The Calabrian of the island of Rhodes (Greece). *Bolletino della Società Geologica Italiana*, 86, 103-113.
- PIRAZZOLI, P.A., MONTAGGIONI, L.F., THOMMERET, J., THOMMERET, Y. & LABOREL, J. 1982. Sur les lignes de rivage et la néotectonique à Rhodes (Grèce) à l'Holocène. *Annales de l'Institut Océanographique, Paris*, 58: 89-102.
- PIRAZZOLI, P.A., MONTAGGIONI, L.F., THOMMERET, J., THOMMERET, Y. & LABOREL, J. 1985. Late Holocene crustal movements in Rhodes island, Greece, as inferred from shoreline displacement. *Proceedings of the International Symposium on the Hellenic Arc and Trench, Athens, 1981/1982*, 2: 136-150.
- PIRAZZOLI, P.A., MONTAGGIONI, L.F., SALIEGE, J.F., SEGONZAC, G., THOMMERET, Y. & VERGNAUD-GRAZZINI, C. 1989. Crustal block movements from Holocene shorelines: Rhodes Island (Greece). *Tectonophysics*, 170: 89-114.
- SAUVAGE, J. 1980. Nouvelles données sur la stratigraphie pollinique des formations marines d'Asgourou et de Kritika (île de Rhodes, Grèce) à la limite plio-pléistocène, comparaison avec les marqueurs faunistiques associés aux pollens. *Quaternaria*, 23: 1-11.
- SPJELDNAES N. & MOISSETTE P. 1997. Celleporid (bryozoan) thickets from the upper Pliocene of the island of Rhodes, Greece. *SEPM Special Publication, Cool-water Carbonates*, 56: 263-270.
- SPJELDNAES N., MOISSETTE P. & GEORGIADES-DIKEOULIA E. sous presse. Bryozoans from inside closed bivalve shells in the Plio-Pleistocene of Rhodes, Greece. *Proceedings 12th International Bryozoology Association Conference, Dublin*, Balkema ed., Rotterdam.
- SYMIONIDIS, N., BACHMAYER, F. & ZAPFE, H. 1974. Entdeckung von Zwergeläphanten auf der Insel Rhodos (Ausgrabungen 1973). *Annalen Naturhistorisches Museum von Wien*, 78: 193-202.
- THEODOROU, G., SPJELDNAES, N., HANKEN, N.-M., LAURITZEN, S.E., VELITZELOS, E., ATHANASSIOU, A. & ROUSSIAKIS, S. sous presse. Description and taphonomic investigations of Neogene Proboscidea from Rhodes, Greece. *Annales géologiques des Pays Helléniques*
- WOODSIDE, J., MASCLE, J., HUGUEN, C. & VOLKONSKAIA, A. 2000. The Rhodes basin, a post-Miocene tectonic trough. *Marine Geology*, 165: 1-12.
- ZACCARIA, M. 1968. Studi geologici sulle isole del Dodecaneso (Mare Egeo). VIII. Fauna calabrianica dell'isola di Rodi. *Rivista Italiana di Paleontologia*, 74, 1, 275-306.

ZAMANI, A., SABOT, V. & MAROUKIAN, H. 1970. A study of slope distribution around the island of Rhodes, Greece. *Annales géologiques des Pays Helléniques*, 29/2: 679-688.