

ANALYSE D'UN PROCESSUS D'OBDUCTION : L'EXEMPLE DE L'OCÉAN TÉTHYSIEN MALIAQUE (HELLENIDES)

Analysis of an obduction process: the example of the Tethyan Maliac Ocean (Hellenides)

par Jacky FERRIÈRE

Univ. Lille, CNRS, Univ. Littoral Côte d'Opale, UMR 8187, LOG, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F 59000 Lille, France
Jacky.ferriere@univ-lille.fr

Frank CHANIER

Univ. Lille, CNRS, Univ. Littoral Côte d'Opale, UMR 8187, LOG, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F 59000 Lille, France
Frank.chanier@univ-lille.fr

Résumé

L'obduction, charriage de la lithosphère océanique sur la croûte continentale, à l'origine des ophiolites, a été défini suite à la révolution de la tectonique des plaques. Dans un premier temps, les analyses ont surtout porté sur la pétrographie et la géochimie des ensembles ophiolitiques (par ex. Vourinos en Grèce, Troodos à Chypre, nappe du Semail en Oman). Notre étude concerne principalement un secteur des Hellenides, le massif de l'Othrys, où l'on peut observer un système ophiolitique complet représenté par un empilement de nappes mises en place pendant l'obduction de l'Océan téthysien Maliaque. L'existence d'une couverture crétacée discordante sur ces nappes, permet de les attribuer, sans équivoque, au processus d'obduction du Jurassique moyen-supérieur. Le dispositif structural est constitué de trois nappes ophiolitiques recouvrant un ensemble de cinq autres nappes correspondant à l'écaillage de la marge continentale sous ces nappes ophiolitiques. Dans ce massif, les ophiolites datées du Jurassique moyen (Mega Isoma et Metalleion) présentent des caractéristiques en partie comparables (répartition, nature pétrographique, âge) à celles des ophiolites du Vourinos-Pinde du Nord, supposées être nées au sein de la plaque supérieure d'une zone de subduction. En revanche, nous avons pu mettre en évidence, en Othrys, des nappes originales : i) une nappe ophiolitique de pillow-lavas du Trias (Fourka, de type MORB) témoin de la période initiale de l'océan ; ii) des nappes issues de la marge distale permettant de reconstituer précisément cette marge. L'analyse de ces différentes nappes nous a permis de reconnaître ou de préciser certaines modalités du processus d'obduction : i) la mise en place tectonique d'une unité (Fourka) appartenant à la plaque plongeante au niveau d'une subduction (et non pas à la plaque supérieure) ; ii) la genèse de certaines nappes à partir de failles normales listriques liées au rifting triasique (processus d'inversion tectonique positive) ; iii) les modalités de déplacement des nappes sur le domaine continental (marge et plate-forme) par l'analyse des mélanges à blocs nés à l'avant des nappes. Deux événements tardi-obduction ont également été étudiés : la genèse d'un bassin d'avant-chaîne et le développement de fenêtres tectoniques au cœur des nappes.

Abstract

The obduction, thrusting of the oceanic lithosphere on the continental crust, at the origin of ophiolites, has been defined following the plate tectonics revolution. Initially, the analyzes focused on the petrography and geochemistry of the ophiolites (e.g. Vourinos in Greece, Troodos in Cyprus, Semail in Oman). Our study mainly concerns a sector of the Hellenides, the Othris massif, where can be observed a complete ophiolitic system made of a pile of thrust sheets emplaced during the obduction of the Tethyan Maliac Ocean. The presence of Cretaceous layers covering unconformably these thrust sheets, allows to attribute these latter, without any doubt, to the Middle-Late Jurassic obduction process. The structural device comprises three ophiolitic nappes overlying five other nappes corresponding to the deformation of the continental margin under these ophiolitic nappes. In this massif, the Middle Jurassic ophiolites (Mega Isoma and Metalleion) have characteristics partly comparable (location, petrographic characteristics, age) to those of the Vourinos-North Pindos ophiolites supposed to be born in the upper plate of a subduction zone. On the other hand, we were able to highlight in Othris, some original nappes: i) an ophiolitic nappe made of Triassic pillow-lavas (Fourka unit, with MORB lavas) witness of the initial period of the ocean; ii) nappes coming from the distal margin, allowing this margin to be reconstructed fairly precisely. Thanks to the analysis of these different nappes we have been able to determine or to precise some characteristics of the obduction process: i) the tectonic emplacement of a thrust sheet (Fourka) coming from the lower diving plate in the subduction zone (and not to the upper plate as the other ophiolitic nappes); ii) the genesis of some nappes from Triassic normal listric faults linked to the rifting event (positive tectonic inversion process); iii) the characteristics of emplacement of the nappes on the continental domain by analyzing the mélanges born in front of the syn-obduction nappes. Two late-obduction events have been also studied: the genesis of a foreland basin and the development of tectonic windows within the thrust sheets pile.

INTRODUCTION

Les ophiolites (dites parfois roches vertes) ont toujours attiré l'attention des géologues, mais ce n'est qu'au début des années 1970 avec la révolution de la tectonique des plaques que le processus d'obduction, c'est-à-dire le charriage de lithosphère océanique sur un élément continental a été défini (Coleman, 1971) et que le processus tectonique a été envisagé (Dewey & Bird, 1971). Alors que certains auteurs avaient précédemment établi un parallèle entre les ophiolites et les fonds océaniques (Brunn, 1959), il a fallu attendre 1972 pour qu'un consensus sur la définition de ces ophiolites et leur origine en tant que lithosphère océanique soit largement adopté (Anonymous, 1972). Si les ophiolites sont assez abondantes dans les chaînes de montagnes, elles sont souvent reprises dans des collisions ultérieures entre blocs continentaux et plus ou moins affectées par le métamorphisme associé à l'orogénèse. De ce fait, les processus liés à ce phénomène d'obduction sont souvent difficiles à analyser, c'est le cas notamment dans les Alpes. Des secteurs privilégiés tels que le Vourinos en Grèce (par ex. Moores, 1969), le Troodos à Chypre (par ex. Miyashiro, 1973) et le Semail en Oman (par ex. Glennie *et al.*, 1973), où les ophiolites sont peu reprises dans les tectoniques ultérieures, ont permis d'avancer dans ce

domaine (pour plus de détails, voir l'évolution des concepts *in* Dilek & Newcomb, 2003). Une équivalence entre ophiolites et lithosphère née au niveau d'une dorsale médio-océanique a d'abord été largement admise. Par la suite, des origines impliquant des subductions ont été envisagées, en relation : i) avec des particularités géochimiques des roches ophiolitiques (par ex. Miyashiro, 1973 pour le Troodos). Ces ophiolites typiques des zones de subduction ont alors été définies comme ophiolites de « Supra-Subduction Zone » (SSZ) ; ii) avec le problème de la mise en place tectonique des nappes ophiolitiques. Des subductions océan/océan ont notamment été proposées pour expliquer le passage de la lithosphère océanique sur la lithosphère continentale entraînée secondairement dans la subduction (par ex. Lippard *et al.*, 1986 pour l'Oman). Le charriage sur le domaine continental des nappes issues de la plaque supérieure au niveau de la zone de subduction, autrement dit, l'obduction, est la conséquence logique de ce dispositif.

La chaîne des Hellénides comporte l'un des dispositifs ophiolitiques les mieux préservés au monde. Ces ophiolites affleurent dans de bonnes conditions dans un grand nombre de massifs de Grèce continentale (Vourinos, Pinde du Nord, Othrys, *etc.*) où elles sont souvent préservées du métamorphisme et où les structures liées à l'obduction (d'âge jurassique supérieur) sont clairement scellées par la couverture crétacée. Leur nature pétrographique et géochimique est ainsi bien préservée ainsi que leurs structures tectoniques associées à l'obduction. Il reste cependant d'importants débats, notamment sur la position paléogéographique de l'océan à l'origine des principales nappes ophiolitiques par rapport au bloc continental (Dercourt, 1970, 1972 ; Bernoulli & Laubscher, 1972, et de nombreux autres auteurs par la suite ; cf. discussion *in* Ferrière *et al.*, 2012 et *infra* § II). Pour notre part, nous nous sommes surtout intéressés au dispositif ophiolitique présent au sein du massif de l'Othrys en Grèce continentale (Fig. 1 et 2). Ce massif présente en effet plusieurs avantages :

- i) le dispositif structural syn-obduction comprend de nombreuses nappes (8 nappes majeures) dont des nappes ophiolitiques, mais aussi, ce qui est beaucoup plus rare en Grèce, des nappes issues de la marge de l'océan, notamment de la marge distale. La relation entre les failles initiales issues du rifting triasique et les contacts de nappes mises en place pendant l'obduction jurassique a pu de ce fait être envisagée ;
- ii) l'analyse des mélanges à blocs remaniant certaines de ces nappes permet de reconstituer l'évolution de leur déplacement ;
- iii) des structures liées à des mouvements verticaux accompagnent l'obduction (par ex. bassin d'avant-chaine et fenêtres tectoniques au sein de l'empilement des nappes).

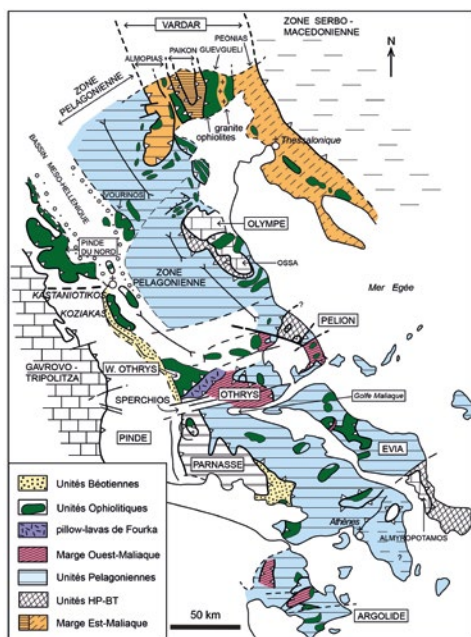


Fig. 1. — Carte géologique des Hellénides avec les principales unités maliaques syn-obduction (modifié d'après Ferrière *et al.*, 2016). Seules les zones internes helléniques affectées par l'obduction jurassique (présence d'ophiolites) et la zone béotienne qui résulte de ce processus (bassin d'avant-chaine) sont représentées en couleur. Les zones externes (dont le bassin du Pinde), les formations récentes (Oligocène-Quaternaire) et les domaines marins (Mer Égée) sont en blanc. Fig. 1. — Geological map of the Hellenides with the main syn-obduction Maliaic units (modified from Ferrière *et al.*, 2016). The Hellenic internal zones having undergone the Jurassic obduction (existence of ophiolites) and the Beotian zone linked to these events (foreland basin) are shown in color. The external zones (among which the Pindos Basin), the recent formations (Oligocene-Quaternary) and the marine areas are in white color.

Dans un premier temps, les études faites en Othrys ont permis de mettre en évidence les principales nappes syn-obduction, de déterminer la stratigraphie de leurs séries et la nature pétrographique des ophiolites ou des laves issues du rifting initial (Ferrière, 1972, 1974, 1982, 1985 ; Hynes *et al.*, 1972 ; Hynes, 1974 ; Smith *et al.*, 1975). Par la suite, des travaux partiels ont apporté quelques précisions sur l'âge de certaines laves (Bortolotti *et al.*, 2008), ou celui de mélanges à blocs (Photiades *et al.*, 2003) ainsi que sur la géochimie de roches mafiques d'Othrys (Barth & Gluhak, 2009). Récemment, des datations et des analyses de terrain, surtout en Othrys occidentale, nous ont permis de préciser certains points fondamentaux concernant les ophiolites d'Othrys et l'océan correspondant : i) l'âge de deux des unités ophiolitiques a été précisé (Ferrière *et al.*, 2015) ; ii) la position de l'océan Maliaque a été discutée en détail. Une origine à l'est du Pélagonien a été retenue (Ferrière *et al.*, 2012) ; iii) la totalité de l'océan Maliaque, avec ses deux marges, a été décrit (Ferrière *et al.*, 2016). À partir des résultats précédents et de données nouvelles acquises principalement en Othrys occidentale, nous nous proposons ici de décrire de façon générale un processus d'obduction mais aussi de préciser certaines modalités de ces processus d'obduction en nous fondant sur des éléments originaux présents dans le secteur concerné.

également en Grèce. Le plus connu est celui du Vourinos, déjà étudié par Brunn (1956) puis Moores (1969) et Rassios *et al.* (1994) notamment. Le contexte d'obduction est plus ou moins le même en Albanie et en Grèce. Dans ces deux secteurs existent de puissantes nappes d'ophiolites dont celle de la Mirdita en Albanie et celles du Vourinos-Pinde du nord, d'Othrys et d'Eubée (Evia) en Grèce (Fig. 1). Ces différents ensembles ophiolitiques résultent d'un même processus d'obduction d'âge jurassique moyen-supérieur.

Malgré cela, les reconstitutions paléogéographiques diffèrent s'agissant de la localisation de l'océan à l'origine des ophiolites par rapport à l'autochtone relatif représenté en Grèce par le bloc pélagonien à croûte continentale épaisse. Cet océan serait situé soit : i) à l'ouest du Pélagonien, au niveau de la zone du Pinde (Dercourt, 1970 ; Smith *et al.*, 1975 ; Jones & Robertson, 1991 ; Saccani *et al.*, 2004 ; Saccani & Photiades, 2004) ; ii) à l'est du Pélagonien au niveau de la cicatrice du Vardar (Bernoulli & Laubscher, 1972 ; Dercourt, 1972 ; Ferrière, 1982, 1985 ; Ferrière & Stais, 1995 ; Ferrière *et al.*, 2012 ; Bortolotti *et al.*, 2013) ; iii) ou enfin, des deux côtés du Pélagonien, en admettant l'existence de deux aires océaniques indépendantes (Vergely, 1984 ; Robertson, 2012 ; Rassios *et al.*, 2019). S'agissant plus particulièrement de la Grèce, les ophiolites du Vourinos-Pinde du Nord ont fait l'objet de

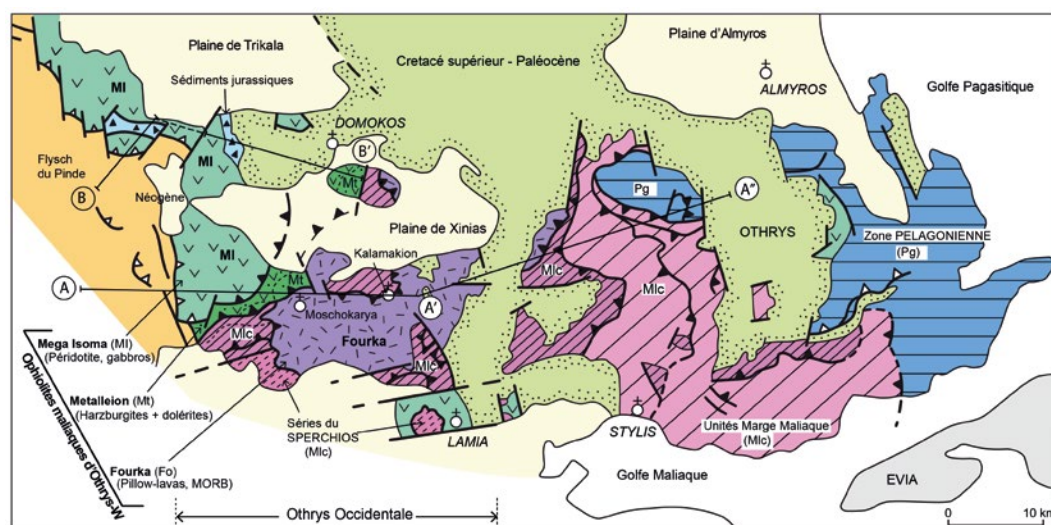


Fig. 2. — Carte géologique schématique de l'Othrys (modifié d'après Ferrière *et al.*, 2016). AA'A'' : localisation de la coupe Fig. 3. Séries de la marge Maliaque (Mlc, lignes obliques, rose), lignes serrées : marge distale ; lignes espacées : marge proximale. Vert clair : Couverture crétacée discordante sur les nappes syn-obduction. Jaune pâle : dépôts d'âge néogène-quaternaire.

Fig. 2. — Schematic geological map of Othrys (modified from Ferrière *et al.*, 2016). AA'A'' : location of cross-section Fig. 3. Maliac margin series (Mlc, oblique lines, pink), closely spaced lines: distal margin; spaced lines: proximal margin. Light green: Cretaceous cover unconformably overlying the syn-obduction nappes. Light yellow: Neogene-Quaternary deposits.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Le phénomène d'obduction (Coleman, 1971) correspondant au charriage de lithosphère océanique sur un élément de croûte continentale, à l'origine des ophiolites, est maintenant assez bien décrit d'un point de vue général. Si plusieurs secteurs de référence ont fait l'objet d'analyses détaillées (par ex. Chypre, Oman), des exemples intéressants existent

nombreuses études. Celles-ci portent principalement sur la pétrographie des ophiolites (Brunn, 1956 ; Moores, 1969 ; Beccaluva *et al.*, 1984 ; Saccani *et al.*, 2004), sur les déformations au sein des ophiolites (Rassios *et al.*, 1994 ; Rassios & Smith, 2000 ; Rassios & Moores, 2006 ; Rassios & Dilek, 2009 ; Smith & Rassios, 2003) ou sur le contexte volcanique et sédimentaire (Jones & Robertson, 1991 ; Ghikas *et al.*, 2010).

Les affinités géochimiques de ces ophiolites, notamment des laves, ont conduit les auteurs à proposer l'existence de subductions. Cela les a conduits à détailler le dispositif en proposant des contextes de type arrière-arc ou d'avant-arc (par ex. Beccaluva *et al.*, 2005 ; Saccani *et al.*, 2004, 2011).

Si de nombreuses nappes ophiolitiques existent dans la chaîne des Hellénides, en revanche les secteurs présentant un nombre important de nappes syn-obduction, dont des nappes issues de la marge, sont rares. En Grèce, deux régions présentent de tels dispositifs, l'Argolide (Vrielynck, 1982 ; Baumgartner, 1985) et surtout le massif de l'Othrys. En ce qui concerne les ophiolites d'Othrys, les premiers résultats ont concerné :

- i) la mise en évidence des nappes syn-obduction et la description de leur empilement (Ferrière, 1972, 1974 ; Hynes *et al.*, 1972 ; Smith *et al.*, 1975 ; Celet *et al.*, 1980) ;
- ii) la pétrographie et la géochimie des ophiolites, notamment celles des laves (Hynes, 1974 ; Ferrière, 1982), avec la mise en évidence du caractère MORB des laves de l'une des unités (nappe de Fourka) ;
- iii) la stratigraphie des séries présentes au niveau des nappes sédimentaires (Ferrière, 1972, 1974, 1982 ; Smith *et al.*, 1975) et par suite l'océan à l'origine des nappes syn-obduction, défini sous le nom d'Océan Maliaque (Ferrière, 1974, 1976) ;
- iv) les grands traits de l'obduction (Smith *et al.*, 1975 ; Celet *et al.*, 1980 ; Ferrière, 1982, 1985).

Ces résultats ont alors permis de distinguer deux périodes principales d'évolution de l'Océan Maliaque :

- i) tout d'abord une période d'accrétion océanique en contexte de divergence avec les différents stades d'évolution des océans à savoir les stades anté-rift, syn-rift (Trias moyen *p.p.*) et post-rift (Trias moyen *p.p.*-Jurassique moyen *p.p.*) des océans ;

- ii) et ensuite, la période de convergence marquée par les processus de subduction et d'obduction dès le Jurassique moyen *p.p.*

Plus récemment, des auteurs ont effectué des analyses pétrographiques et géochimiques plus précises sur les laves syn-rift (Trias moyen) et sur les pillow-lavas de la nappe ophiolitique de Fourka, la plus basse du dispositif (Bortolotti *et al.*, 2008 ; Monjoie *et al.*, 2008 ; Barth & Gluhak, 2009), confirmant le caractère MORB de ces derniers. Parmi les résultats les plus récents acquis en Othrys, figurent aussi des datations paléontologiques. Celles-ci ont permis d'attribuer un âge triasique à ces mêmes pillow-lavas de Fourka (Bortolotti *et al.*, 2008) et plus précisément Anisien supérieur pour les plus anciennes ainsi qu'un âge jurassique moyen à l'unité ophiolitique principale (Mega-Isoma) (Ferrière *et al.*, 2015).

LES FAITS : LES NAPPES SYN-OBDUCTION EN OTHRYS

Dispositif d'ensemble

Le massif de l'Othrys est constitué d'une couverture sédimentaire d'âge crétacé-éocène discordante sur les différentes nappes qui, de ce fait, sont avec certitude des nappes liées à l'obduction des ophiolites au Jurassique moyen-supérieur. Ce dispositif tectonique syn-obduction est assez régulier : les nappes ophiolitiques correspondant à la lithosphère océanique reposent sur des nappes issues de la marge de l'océan concerné (Océan Maliaque) qui recouvrent elles-mêmes l'autochtone relatif pélagonien (Fig. 2 et 3).

Les unités ophiolitiques provenant de la lithosphère océanique Maliaque

L'ensemble des ophiolites d'Othrys comprend trois unités majeures (Celet *et al.*, 1980 ; Ferrière, 1982, 1985 ; Ferrière *et al.*, 2015) : deux unités possèdent des péridotites à leur base (Mega Isoma et Metalleion) tandis que la troisième est uniquement constituée de pillow-lavas (Fourka) (Fig. 2-4). D'Ouest en Est, il est possible de rencontrer sur le terrain :

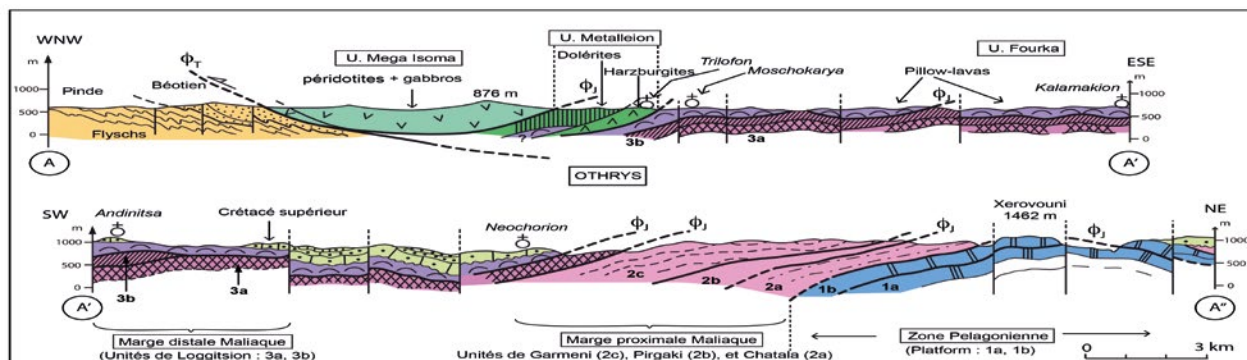


Fig. 3. — Coupe AA'A' à travers les nappes maliaques syn-obduction en Othrys (localisation sur la Fig. 2). Les unités supérieures sont les unités ophiolitiques (Mega Isoma, Metalleion, Fourka). Les unités inférieures au-dessus des unités pélagoniennes correspondent à la marge maliaque (modifié d'après Ferrière *et al.*, 2016).
Fig. 3 - Cross section AA'A' across the Maliaque syn-obduction thrust sheets of the Othrys area (location on Fig. 2). The upper units are the ophiolitic ones (Mega Isoma, Metalleion, Fourka). The lower units above the Pelagonian units correspond to the Maliaque margin (modified from Ferrière *et al.*, 2016)

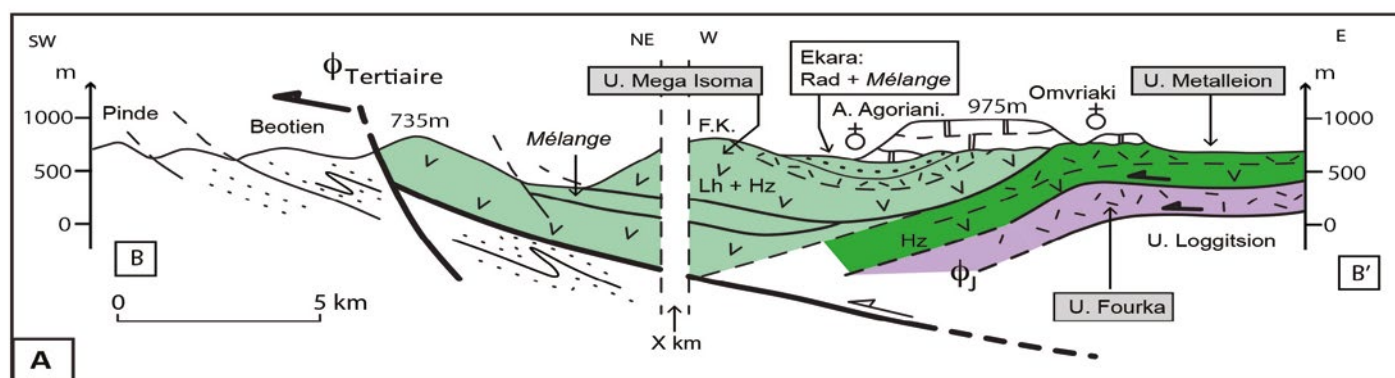


Fig. 4. — Les ophiolites d'Othrys-Ouest : A - coupe de détail des ophiolites issues de l'Océan Maliaque montrant les trois nappes principales (Mega Isoma, Metalleion, Fourka) reposant sur les unités issues de la marge distale (unités de Loggitsion) ; B - colonne schématique illustrant la superposition des principales nappes ophiolitiques avec le détail de leurs séries sédimentaires (séries d'Ekara et de Moschokarya). Modifié d'après Ferrière *et al.* (2015).
 Fig. 4. — The ophiolites of the West-Othrys Maliaic ophiolites showing the three main nappes (Mega Isoma, Metalleion, Fourka) overlying the distal margin units (Loggitsion units); B - Schematic column summarizing the structural set of the ophiolitic nappes with details of their sedimentary series (Ekara and Moschokarya series). Modified from Ferrière *et al.* (2015).

inférieure faite de péridotites de type harzburgites. Des chromites ont été localement exploitées dans ces péridotites. Nous n'avons observé aucune couverture sédimentaire en place sur cette unité.

L'unité ophiolitique inférieure (Fourka)

Cette unité est surtout constituée de pillow-lavas verdâtres passant au brun lorsqu'ils sont altérés (Fig. 5). Elle est largement représentée en Othrys avec une extension latérale d'environ 20 km d'ouest en est, et une épaisseur estimée entre 200 et 300 m. Elle présente en plusieurs endroits une couverture sédimentaire essentiellement faite de radiolarites, de pélites siliceuses et de mélanges (Bortolotti *et al.*, 2008 ; Ferrière *et al.*, 2015). Nous considérons qu'il s'agit là d'une unité ophiolitique témoin de la lithosphère océanique maliaque initiale. En effet, ces laves relativement anciennes (triasiques et non jurassiques) sont de type MORB (Hynes, 1974 ; Ferrière, 1982 ; Bortolotti *et al.*, 2008 ; Barth & Gluhak, 2009) et recouvertes de séries uniquement siliceuses révélatrices d'un environnement profond. Les âges les plus anciens obtenus pour ces laves de Fourka (Anisien supérieur, Ferrière *et al.*, 2015) proches de celui du rifting initial, conduisent à placer cette unité ophiolitique de Fourka au niveau de la lithosphère océanique à proximité de la marge distale. Ce résultat est en accord avec la position structurale de l'unité localisée entre les nappes ophiolitiques à péridotites au-dessus et les unités sédimentaires issues de la marge distale en-dessous.

L'unité ophiolitique supérieure (Mega Isoma)

Cette épaisse nappe (environ 500 m), est surtout constituée de péridotites. Il s'agit d'une unité mixte faite de lherzolites et de harzburgites fréquemment recouverte de gabbros ainsi que de rares dolérites et laves très altérées. Une couverture sédimentaire faite de radiolarites passant à des mélanges à blocs repose localement sur ces laves (secteur d'Agoriani-Ekara, Fig. 4). Les radiolarites ont donné un âge jurassique moyen, plus précisément bajocien-bathonien (Ferrière *et al.*, 2015).

L'unité ophiolitique intermédiaire (Metalleion)

Il s'agit en fait d'une unité tectonique composite dans laquelle nous avons réuni deux sous-unités : i) une unité supérieure faite de laves et surtout de dolérites ; ii) une unité

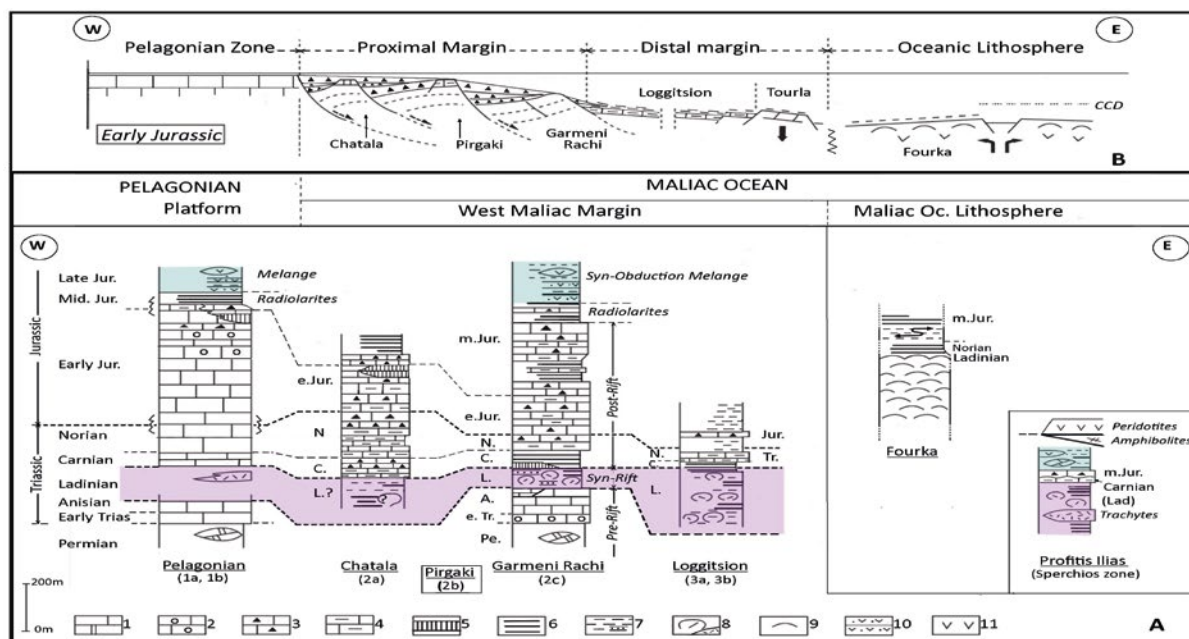


Fig. 5. — Les séries de l'océan Maliaque (d'après Ferrière *et al.*, 2016) : **A** - Logs stratigraphiques synthétiques de l'Othrys : les séries de la marge Ouest-Maliaque et de l'unité de Fourka ; **B** - coupe interprétative de la marge au Jurassique inférieur. Les nombres 1a à 3b (logs) renvoient aux unités tectoniques de la figure 3. Violet : rifting triasique ; bleu : mélanges syn-obduction jurassiques. 1-5 : calcaires. 1 : néritiques (plate-forme) ; 2 : oolitiques ; 3 : calcarénites ; 4 : à grain fin et siliceux ; 5 : noduleux ; 6 : radiolarites ; 7 : shales ; 8 et 9 : laves triasiques ; 8 : pillow-laves de la marge (tirets : tuffites du Pelagonien) ; 9 : pillow-laves de l'unité ophiolitique de Fourka ; 10 : graywackes dans les mélanges ; 11 : péridotites.

Fig. 5. — The Maliaque oceanic series (from Ferrière *et al.*, 2016): **A** - Synthetic stratigraphic sections from the Othrys area: the West Maliaque margin and the Fourka series; **B** - Interpretative cross-section of the margin during Early Jurassic times. The numbers 1a to 3b (logs) refer to the tectonic units of Fig. 3. Violet: Triassic rifting; blue: Jurassic syn-obduction melanges. 1-5: limestones. 1: neritic (platform); 2: oolitic; 3: redeposited calcarenites; 4: fine-grained and cherty; 5: nodular; 6: radiolarites; 7: shales; 8 and 9: Triassic lavas; 8: pillow-lavas of the West-Margin; dashes: tuffites (Pelagonian); 9: pillow-lavas of the ophiolitic Fourka uni; 10: graywackes in the melanges; 11: peridotites.

Les séries des nappes provenant de la marge Maliaque

Les unités issues de la marge distale

On considère que les nappes de Loggitsion proviennent de la marge Maliaque distale en raison de la nature de leur série sédimentaire, essentiellement siliceuse, et de leur position structurale sous les nappes ophiolitiques, notamment sous l'unité des pillow-laves de Fourka (Fig. 2, 3 et 6A). Il s'agit de deux nappes principales présentes sur l'ensemble de l'Othrys soit sur 40 km d'ouest en est. Les unités de Loggitsion sont constituées de formations volcaniques recouvertes de séries sédimentaires totalement pélagiques et peu diversifiées (Fig. 5). Dans le cas général, on observe de bas en haut (Ferrière, 1982 ; Ferrière *et al.*, 2016) :

- ✧ une formation épaisse (une centaine de mètres en moyenne) de pillow-laves violacés à amygdales de calcite. De rares corps de trachytes s'y intercalent. Les affinités géochimiques de ces laves sont hétérogènes allant de tholéïtes de type MORB à des tholéïtes d'arc, des basaltes arrière-arc ou encore des laves calco-alcalines (Hynes, 1974 ; Ferrière, 1982 ; Lefèvre *et al.*, 1993 ; Bortolotti *et al.*, 2008 ; Monjoie *et al.*, 2008). Ces laves ont été datées localement du Trias moyen (Celet *et al.*, 1980 ; Ferrière 1982 ; Ferrière *et al.*, 2016) ;

- ✧ des radiolarites roses à rouges du Ladinien supérieur-Carnien (10 à 20 m) ;

- ✧ des calcaires fins à silex riches en conodontes du Norien (10 à 30 m) ;

- ✧ des pélites siliceuses de couleur lie-de-vin d'épaisseur pluri-décamétrique, mal datées. Des radiolarites présentes à leur base ont donné un âge norien terminal-rhétien. Ces niveaux sont donc très probablement du Lias.

En Othrys-Ouest, une unité (Tourla-Trilofon) qui repose sur les unités de Loggitsion typiques (et donc en position initiale très proche de la croûte océanique) présente certaines particularités (Fig. 6A) : i) une très forte épaisseur de laves triasiques (plus de 200 m) ; ii) la présence locale de blocs de calcaires benthiques témoins de hauts-fonds au Trias moyen (monts sous-marins volcaniques et/ou éléments isolés à croûte continentale) ; ii) l'existence de mélanges à blocs reposant sur des radiolarites du Jurassique moyen.

Les unités issues de la marge proximale

De par la nature de leurs séries et leur position structurale sous les unités issues de la marge distale (Fig. 2 et 3), ces unités structurales sont attribuées à la marge Maliaque proximale (la moins profonde et la plus proche de la plate-forme

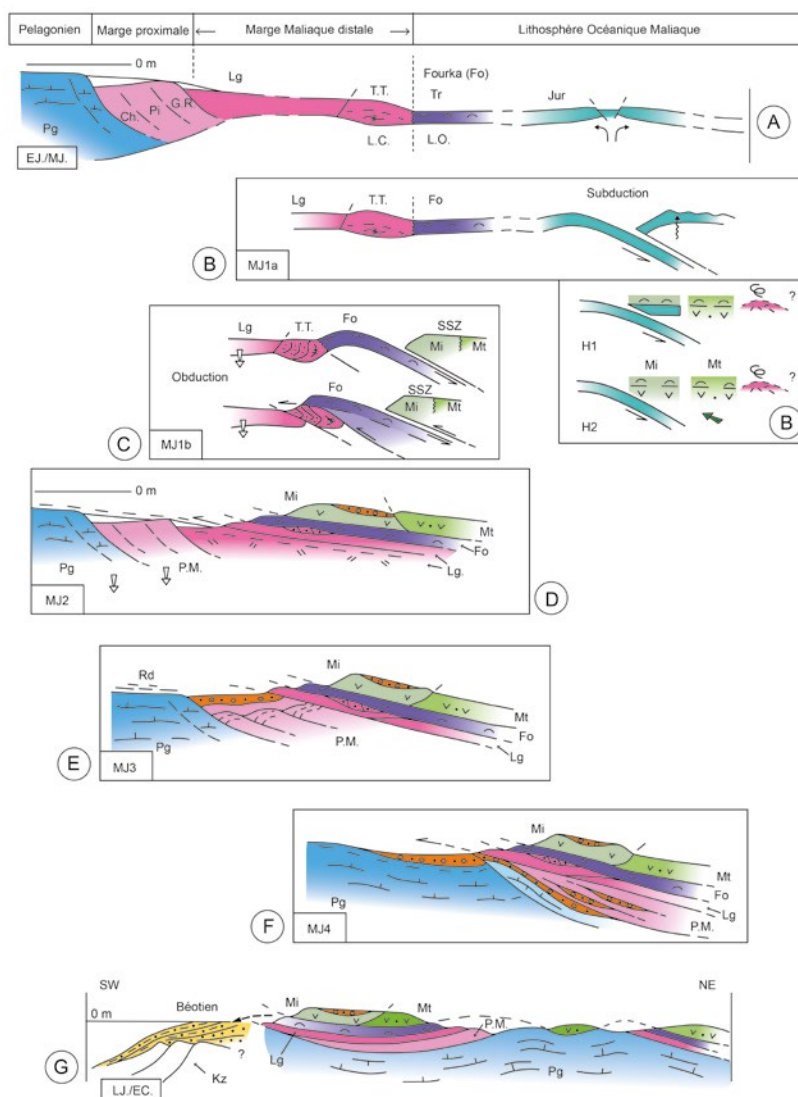


Fig. 6. — Évolution de l'obduction au Jurassique moyen-supérieur : **A à G** - étapes successives du processus d'obduction. **A** - l'Océan Maliaque anté-convergence (Jurassique inférieur) ; **B** - initiation de la subduction intra-océanique ; **H1 et H2** - 2 hypothèses de formation des unités ophiolitiques supra-subduction (SSZ) riches en péridotites, en position d'avant-arc ; **H1** - piégeage d'un morceau de lithosphère océanique évoluant ensuite en position SSZ ; **H2** - création d'une néo-lithosphère océanique de type SSZ dans un espace ouvert par extension à proximité de la fosse de subduction ; **C** - déformation (bombement) au niveau de la transition entre les lithosphères océanique et continentale ; chevauchement de la nappe de Fourka sur le pied de la marge distale représenté par l'unité TT (Tourla-Trilofon) ; **D à F** - tectonisation de la marge distale (**D**) puis proximale (**E**) avec développement d'épais mélanges ; arrivée des nappes syn-obduction sur le para-autochtone Pelagonien (**F**) ; **G** - États tardi-obduction (Jurassique supérieur et Crétacé basal) avec développement du bassin Béotien à l'ouest de l'empilement principal de nappes syn-obduction et d'une fenêtre de Pelagonien à l'est de cet empilement. **Les couleurs** - Lithosphère océanique Maliaque anté-convergence : violet : Trias (unité de Fourka) ; Bleu-vert : Jurassique ; vert : unités SSZ de Mega Isoma (MI) et Metaleion (Mt) ; rose : Arc volcanique éventuel non identifié ; Bloc continental : rose soutenu : marge distale (unités de Loggitsion, Lg) ; rose clair : marge proximale (PM) ; bleu : plate-forme pélagonienne (Pg) ; l'unité supérieure est représentée en bleu clair (**F**). Orange : mélanges à blocs déposés sur les différentes unités. Flèches blanches vers le bas : forte subsidence. **Abréviations** - J : Jurassique ; E : inférieur (Early) ; M : Moyen ; L : supérieur (Late) ; C : Crétacé. Fo : Fourka ; Kz : Koziakas ; LC et LO : lithosphères continentale et océanique ; Lg : Loggitsion ; MI : Mega Isoma ; Mt : Metaleion ; Pg : Pelagonien ; Rd : radiolarites ; SSZ : Supra-Subduction Zone ; TT : Tourla-Trilofon.

pélagonienne). Trois nappes principales, transportées tectoniquement au dessus de l'autochtone relatif pélagonien, peuvent être distinguées.

- i) *L'unité supérieure (Garmeni Rachi, Fig. 5)* : elle est située immédiatement sous celles de Loggitsion. On y observe une série diversifiée avec de bas en haut (Ferrière, 1982 ; Ferrière *et al.*, 2016) :
 - des grès et calcaires à fusulines du Permien ;
 - une formation de calcaires massifs à algues et à foraminifères benthiques d'âge triasique inférieur-anisien ;
 - une formation volcano-sédimentaire syn-rift d'épaisseur faible. Elle comporte des pillow-lavas et des dolérites associés à des niveaux sédimentaires variés : quelques calcaires bréchiques et radiolarites, des grès jaunâtres et des pélites noires ;
 - des radiolarites rouges (10 m environ) d'âge carnien ;
 - des calcarénites et des calcaires siliceux fins d'épaisseur hectométrique (jusque 400 m). Ils sont datés du Norien à leur base (par conodontes) et du Jurassique moyen dans leur moitié supérieure (foraminifères dont *Protopenneroplis striata* Weynschenk, en abondance) ;
 - des radiolarites lie-de-vin du Jurassique moyen (Bajocien supérieur et Bathonien) ;
 - des mélanges à blocs provenant des unités ophiolitiques et des unités de la marge distale. Ils ne sont pas présents sur l'ensemble de l'unité.
- ii) *Les unités inférieures (Pirgaki et Chatala, Fig. 2 et 3)* : les séries de ces unités présentent des variations importantes par rapport à celle de Garmeni Rachi. L'unité de Pirgaki est la plus complète. Sa série se distingue de celle de Garmeni Rachi par une plus grande richesse en niveaux calcaires (plate-forme anisienne plus épaisse, calcaires siliceux à conodontes au Carnien) et des mélanges à blocs du Jurassique moyen également très épais. L'unité de Chatala est incomplète (Fig. 5).

Les séries de l'autochtone relatif : la plate-forme pélagonienne

Deux unités pélagoniennes syn-obduction affleurent en Othrys centrale (l'unité supérieure du Messo-vouni-Xerovouni et l'ensemble inférieur ou autochtone relatif Pélagonien) alors qu'une seule unité majeure constitue l'essentiel de l'Othrys orientale (Fig. 2 et 3). Les niveaux les plus anciens sont des niveaux d'arkoses, de conglomérats siliceux et de calcaires à fusulines du Permien. En Othrys orientale ces niveaux reposent sur un soubassement plus métamorphique daté à 307-310 Ma (Ferrière, 1982). Au Trias-Jurassique, les

séries sont constituées pour l'essentiel de calcaires massifs blancs à fossiles benthiques typiques d'une plate-forme peu profonde : algues Dasycladacées, gros lamellibranches de type *Mégalo-don* et *Lithiotis*, foraminifères benthiques nombreux. Ces calcaires sont d'âge Trias inférieur à Dogger-Malm inférieur. Le sommet de la série passe à des radiolarites puis à des mélanges à blocs déposés à l'avant des nappes lors de l'obduction. Les radiolarites déposées sur les calcaires de plate-forme sont datées à l'ouest de l'Othrys centrale où elles sont d'âge jurassique moyen (Bajocien-Bathonien). Cependant, localement, les calcaires infra-radiolaritiques pourraient monter dans la base du Malm (présence de *Conicospirillina basiliensis* Mohler et *Cladocoropsis mirabilis* Felix ; Ferrière, 1982).

LES MODALITÉS DU PROCESSUS D'OBDUCTION : INTERPRÉTATION ET DISCUSSION

Comme cela a été dit précédemment, notre étude dans le secteur de l'Othrys nous permet d'apporter des précisions sur certaines modalités du processus d'obduction (Fig. 6 A-G).

Les premiers signes de convergence après l'expansion de l'océan Maliaque

Naissance d'une subduction : un mécanisme conduisant à l'obduction

Le problème principal concernant la mise en place d'ophiolites est évidemment lié à la forte densité de la lithosphère océanique qui doit être transportée sur une lithosphère continentale moins dense. La solution la plus souvent envisagée pour entraîner du matériel « léger » sous du matériel « dense » (et/ou réciproquement du matériel dense sur du plus léger) est celle d'une subduction intra-océanique conduisant progressivement l'élément continental (ici le Pélagonien) sous la lithosphère océanique de la plaque supérieure. Dans le domaine de l'Océan Maliaque, il existe des témoins d'une telle subduction précédant l'obduction. Ces témoins de subduction se rencontrent notamment dans le massif ophiolitique du Vourinos (Fig. 1) où l'on observe des laves d'âge jurassique moyen (Chiari *et al.*, 2003) à affinités géochimiques de type supra-subduction montrant des anomalies en titane, tantale, niobium notamment (Beccaluva *et al.*, 2005). Outre des basaltes de type MORB, les laves de la nappe ophiolitique du Pinde du Nord comportent également des tholites d'arc ainsi que des boninites (Saccani *et al.*, 2004, 2011). Il n'existe pas d'arc volcanique clairement identifié, associé à ces ophiolites du Vourinos-Pinde du Nord ou à ceux de l'Othrys. Il est même possible que l'obduction ait eu lieu avant le développement d'un tel arc volcanique. Un arc volcanique calco-alcalin (Paikon) et un bassin arrière-arc (Guevgueli) d'âge jurassique existent à l'est des Hellénides (Fig. 1) (Mercier *et al.*, 1975 ; Ferrière & Stais, 1995 ; Saccani *et al.*, 2008). Cependant, leur

âge précis au sein du Jurassique moyen-supérieur doit être affiné par rapport au processus d'obduction observé en Othrys ou dans le Vourinos (pour les âges du Paikon, voir Ferrière *et al.*, 2001, 2016 ; pour ceux des ophiolites de Guevgueli voir Danelian *et al.*, 1996 et Kukoc *et al.*, 2015). En bref, la présence, dès le Jurassique moyen, d'une subduction à plongement vers l'est, au sein de l'océan Maliaque, est le processus de premier ordre que nous retenons pour expliquer la mise en place des nappes de lithosphère océanique à péridotites (Mega Isoma et Metalleion) sur la croûte continentale pélagonienne (Fig. 6B).

La subsidence syn-convergence de la marge et de la plate-forme pélagonienne

Avant le dépôt des mélanges à blocs et olistolites lié à l'érosion des nappes sus-jacentes, les séries de la marge (surtout la marge proximale) et la plate-forme calcaire pélagonienne, sont caractérisées par des dépôts profonds de radiolarites avec parfois quelques fines calci-turbidites. Cette transition vers des dépôts profonds exprime une subsidence généralisée de la bordure occidentale, à croûte continentale, de l'Océan Maliaque. L'âge jurassique moyen de ces radiolarites, semblable à celui des laves SSZ du Vourinos (cf. supra), indique qu'il s'agit d'un événement lié au développement de la convergence (subduction-obduction). La mise sous contrainte lors du passage à la convergence et le poids des nappes appuyant progressivement sur la bordure de la plaque inférieure sont très probablement les causes de cette subsidence.

Sens de mise en place des nappes syn-obduction

Bien que de nombreuses nappes issues de la lithosphère océanique ou de la marge de l'océan Maliaque existent en Grèce, notamment en Othrys, le sens de mise en place de ces nappes est encore l'objet d'hypothèses contradictoires. Ce débat a commencé très tôt en Grèce, dès l'assimilation des ophiolites à la lithosphère océanique et la mise en évidence du processus d'obduction par Coleman (1971) et Dewey & Bird (1971). Une analyse des différents arguments utilisés a été récemment proposée (Ferrière *et al.*, 2012). Les publications récentes montrent cependant que le problème est toujours d'actualité (Saccani *et al.*, 2011 ; Ferrière *et al.*, 2012 ; Robertson, 2012 ; Bortolotti *et al.*, 2013 ; Rassios *et al.*, 2019). En ce qui nous concerne, nous considérons que l'océan Maliaque, à l'origine des nappes ophiolitiques helléniques, était situé à l'est du domaine Pélagonien, en raison notamment de structures tectoniques pluri-hectométriques à vergence SW au sein des nappes mais absentes de la couverture crétacée discordante (cf. discussion in Ferrière *et al.*, 2012, 2016). C'est le cas par exemple de grands plis-faîles (trois principaux) présents dans les niveaux triasico-jurassiques des nappes issues de la marge proximale. Des structures tectoniques majeures existent également dans l'ensemble pélagonien pourtant constitué de séries calcaires épaisses à bancs massifs, notamment en Othrys centrale. Il s'agit de plis couchés pluri-hectométriques

clairement syn-obduction mais le sens de déversement de ces structures uniquement visibles en falaise n'a pu être déterminé précisément.

Modalités de mise en place des nappes issues de la lithosphère océanique

Les nappes principales à péridotites d'Othrys

L'évolution de la subduction intra-océanique conduit normalement au charriage de la lithosphère océanique de l'unité supérieure (unité SSZ = Supra-Subduction Zone) sur l'ensemble plongeant dans la subduction. Des écailles d'amphibolites présentes à la base des nappes à péridotites ont été datées du Jurassique moyen (Spray *et al.*, 1984). Elles correspondent aux premiers stades d'évolution de l'obduction à savoir le démarrage des nappes de lithosphère océanique SSZ au sein de l'océan. Notre interprétation de la mise en place des nappes majeures à péridotites d'Othrys est la suivante (Fig. 6) :

- i) *La nappe supérieure (Mega Isoma)* : Les laves de cette unité ophiolitique principale sont datées du Jurassique moyen (Ferrière *et al.*, 2015). Il s'agit donc de laves synchrones de la subduction mais leur altération n'a pas permis de préciser leur géochimie. Par comparaison avec l'unité d'Aspropotamos située plus au nord au sein des ophiolites du Pinde du Nord, qui montre une position structurale comparable, des péridotites de même nature et des laves de même âge (Jurassique moyen), on peut admettre que l'unité de Mega Isoma occupait elle aussi une position d'avant-arc (Fig. 6 A-B) selon l'interprétation de Saccani *et al.* (2004, 2011), pour les ophiolites du Pinde du Nord.
- ii) *La nappe ophiolitique intermédiaire (Metalleion)* : cette unité composite est constituée d'une unité de dolérites chevauchant sur une unité essentiellement harzburgitique. Là encore, notamment de par sa nature pétrographique, elle peut être comparée à une unité du Pinde du Nord à savoir l'unité du Vourinos-Dramala, typiquement de type SSZ (Beccaluva *et al.*, 2005). Cependant, alors qu'en Othrys la nappe de Metalleion est située sous celle de Mega Isoma, l'unité harzburgitique de Dramala repose sur celle d'Aspropotamos équivalent probable de Mega Isoma. Des rétro-chevauchements, dont certains, à vergence vers le SE, sont bien exprimés en Othrys-Ouest, permettent d'expliquer cette particularité du dispositif structural d'Othrys (Fig. 6 D-E). Les mélanges à blocs présents sur les laves de l'unité de Mega Isoma pourraient avoir été alimentés par celle de Metalleion, au début du processus d'obduction (Fig. 6D).

Mise en place de la nappe des pillow-lavas de Fourka

La nappe des pillow-lavas de Fourka est un élément majeur essentiellement connu en Othrys. Cette nappe est située entre les nappes ophiolitiques à péridotites et les unités issues de la marge distale (Fig. 2 et 6). La nature tholéitique de type MORB de ces pillows, et leur genèse sur une période assez longue (au minimum de l'Anisien supérieur au Norien compris) conduisent à considérer cette unité comme un élément de la croûte océanique et non pas comme un corps magmatique particulier de type SDR propre aux marges passives volcaniques (Geoffroy, 2005). Leur âge ancien (dès l'Anisien supérieur) proche de l'âge du rifting initial oblige à admettre qu'il s'agit d'un secteur océanique très proche de la marge distale. De ce fait, la mise en place de l'unité de Fourka sur le bloc continental adjacent ne peut pas être liée, comme pour les autres unités ophiolitiques, à une position structurale privilégiée dans le cadre de la subduction jurassique puisque cette unité de Fourka appartient à la plaque inférieure en subduction. On peut alors envisager le développement à la limite entre les deux croûtes océanique et continentale, au début de la convergence, de structures particulières, tel un bombement anticlinal à proximité de la zone de subduction selon un modèle connu dans le Pacifique SW (Dubois *et al.*, 1988). Ce bombement évoluerait ensuite en chevauchement à partir de failles inverses (Fig. 6C). Le développement de ces structures précoces (bombement) serait en outre favorisé par la rencontre avec la croûte continentale plus légère offrant, même amincie, une certaine résistance au raccourcissement. L'importante subsidence observée au niveau de la marge avant l'arrivée des nappes a pu ensuite faciliter le passage de la croûte océanique de Fourka sur cette marge (Fig. 6 A-C). Ces difficultés particulières s'agissant du passage de cette nappe de Fourka sur la marge adjacente sont sûrement une des causes majeures de l'absence de péridotites à la base de cette unité.

Modalités de mise en place des nappes issues de la marge

Le processus d'ensemble est assez simple : les nappes de lithosphère océanique emmènent avec elles les différentes parties de la marge continentale qui correspond à la marge occidentale de l'océan Maliaque. Plusieurs observations faites en Othrys apportent des précisions sur ce processus de mise en place des nappes issues de la marge.

L'empilement des nappes : une inversion tectonique positive

Les différentes nappes issues de la marge (5 nappes majeures) sont empilées dans un ordre précis avec les nappes possédant les séries déposées sur les parties profondes de la marge (marge distale) reposant sur les unités moins profondes de la marge proximale. Les séries des différentes nappes sont assez homogènes et relativement différentes entre elles (Fig. 5). L'absence de nappes possédant des séries intermédiaires entre

les principales unités plaide en faveur d'un passage brutal entre ces différentes nappes et notamment entre les parties distale et proximale de la marge avant l'obduction. Ces observations conduisent à penser que les contacts tectoniques limitant les différentes nappes issues de la marge se sont développés aux dépens d'anciens contacts tectoniques majeurs. Ces accidents seraient les importantes failles normales listriques qui séparaient les différents ensembles de la marge dès le rifting triasique à l'origine de l'Océan Maliaque (Fig. 6 A-F). Le nombre de nappes issues de la marge (5 nappes majeures) et donc le nombre supposé de failles normales syn-rift importantes à l'origine de ces contacts de nappes, est compatible avec cette hypothèse. La régularité de l'empilement des nappes est également un argument en faveur de cette hypothèse. Les failles syn-rift étant généralement inclinées vers l'océan, cette géométrie a pu faciliter la transformation de ces failles normales en contacts chevauchants.

L'unité de Fourka et celles provenant de la marge distale (Loggitsion et Tourla-Trilofon) représentent une Transition Océan-Continent (TOC) affleurant dans de très bonnes conditions, ce qui est plutôt rare. S'agissant du processus d'obduction, la nature contrastée de cette TOC en fait évidemment une zone de faiblesse. Cependant il est à remarquer qu'en dehors de l'unité mineure de Tourla-Trilofon les différents ensembles de la TOC constituent des unités relativement bien conservées lors de l'obduction.

Les mélanges à blocs : des formations syn-obduction témoins de l'avancée des nappes

Lors de l'avancée des nappes, des formations sédimentaires chaotiques à blocs et olistolites ophiolitiques et sédimentaires, se déposent en milieu marin à l'avant des nappes en mouvement (Fig. 6 E-F). Ces mélanges sédimentaires représentent les derniers dépôts sur les différentes séries avant l'arrivée des nappes. En Othrys, ces mélanges sont épais sur certaines unités ophiolitiques (par ex. Mega Isoma, près d'Ekara, Fig. 2 et 4) et sur les unités de la marge proximale ; en revanche, ils sont pratiquement absents des unités de la marge distale. Cette particularité semble indiquer que la majeure partie des unités de la marge distale, peu épaisses, à croûte amincie, ont été très rapidement recouvertes tectoniquement par les unités supérieures, avant que des mélanges significatifs ne puissent s'y développer. Inversement, la forte épaisseur de mélanges sur les séries de la marge proximale (Fig. 6E) peut être mise en relation avec l'épaisseur importante de la croûte de cet élément qui entraîne une difficulté au niveau du sous-charriage et donc une augmentation de l'accumulation des produits d'érosion. Cette forte accumulation serait due, d'une part, à la surélévation des nappes supérieures soumises à l'érosion (ophiolites et unités de la marge distale) et d'autre part, à la durée plus longue de la période de dépôt des mélanges du fait de la faible vitesse du sous-charriage. De façon surprenante, les mélanges déposés

au sommet des séries pélagoniennes sont riches en éléments provenant des nappes ophiolitiques et de la marge distale mais aucun élément typique de la marge proximale n'y a été reconnu. Après un ralentissement dans l'avancée des nappes supérieures au moment du sous-charriage des séries à croûte épaisse de la marge proximale (Fig. 6E), ces nappes supérieures ont semble-t-il repris leur mouvement et atteint la zone pélagonienne en dépassant les unités de la marge proximale. Par la suite, ces dernières, entraînées à la base des nappes supérieures, ont alors recouvert tectoniquement les séries pélagoniennes sans pouvoir fournir de matériel aux mélanges pélagoniens (Fig. 6 F-G).

Les stades tardi-obduction

Le sillon béotien : un bassin d'avant-chaîne

Entre les domaines ayant subi l'obduction au Jurassique (zones internes helléniques) et les zones externes uniquement tectonisées au Tertiaire (Fig. 1) existe un domaine caractérisé par le développement d'un flysch riche en éléments ophiolitiques dès le Tithonien : le « sillon Béotien » (Celet *et al.*, 1976) (Fig. 6G). L'existence de ce bassin particulier de type « bassin d'avant-chaîne » à l'ouest des zones à ophiolites, est aussi un argument en faveur d'une origine orientale des ophiolites.

Surrection locale de l'autochtone relatif pélagonien

La reconstitution des structures avant la transgression créacée en Othrys, révèle l'existence d'une surrection de l'autochtone relatif Pélagonien à l'est de l'empilement principal des nappes syn-obduction (Fig. 6G). Par comparaison avec d'autres secteurs soumis à des obductions, tels que l'Oman où s'observe de telles structures (fenêtres de Akhdar et Saih Hatat) deux possibilités sont envisageables : i) un rééquilibrage isostatique en fin du processus d'obduction en relation avec la localisation des surcharges occasionnées par la mise en place des nappes et les caractéristiques thermiques syn-obduction, selon l'un des modèles envisagés en Oman (Lippard *et al.*, 1986) ; ii) une rampe tectonique à pendage vers l'est développée dans l'autochtone pélagonien. Le raccourcissement sur cette rampe entraînerait une remontée de l'unité située au-dessus de la rampe, là aussi selon un modèle déjà proposé pour l'Oman (Bernoulli & Weissert, 1987 ; Michard *et al.*, 1989).

CONCLUSIONS

Dans les Hellenides, le massif de l'Othrys offre des conditions particulièrement propices à l'analyse des modalités d'une obduction de par la présence de nombreuses nappes syn-obduction issues de l'océan Maliaque, qu'il s'agisse de la lithosphère océanique (ophiolites) ou de la marge de cet océan transportée sur le bloc continental pélagonien. De plus, cet empilement de nappes est relativement régulier, avec les nappes issues des secteurs distaux profonds (du côté de l'océan Maliaque) sur les unités provenant de secteurs plus

proximaux (du côté de la plate-forme pélagonienne à croûte continentale). Si l'obduction d'âge jurassique moyen-supérieur, développée dans l'ensemble des Dinarides-Hellenides notamment en Grèce et en Albanie, est connue dans ses grandes lignes, nos travaux antérieurs et de nouvelles données, notamment en Othrys occidentale (par ex. datations de diverses unités), nous permettent de préciser certaines modalités de ce processus d'obduction.

La subsidence d'ensemble du bloc continental dès le début de la convergence

Les âges Jurassique moyen des radiolarites des différentes unités de la marge Maliaque et de la plate-forme carbonatée Pélagonienne indiquent une subsidence majeure de ce domaine à croûte continentale lors de la mise sous contrainte en convergence et donc dès le début des processus de subduction-obduction (Fig. 6 B-C). Cette subsidence généralisée va faciliter l'avancée des nappes ophiolitiques, notamment celle de l'unité des pillow-lavas de Fourka.

Les nappes ophiolitiques supérieures : des unités supra-subduction au Jurassique moyen

L'Unité ophiolitique de Mega Isoma, d'âge jurassique moyen (Ferrière *et al.*, 2015), est contemporaine du processus de subduction attesté dès le Jurassique moyen plus au nord (laves de type SSZ du Vourinos-Pinde du Nord). Sa position sommitale dans le dispositif de nappes syn-obduction conduit à considérer que cet ensemble était localisé dans la plaque supérieure au niveau de la subduction intra-océanique. Par analogie avec la nappe du Pinde du Nord (Saccani *et al.*, 2004), un contexte d'avant-arc est envisageable pour l'origine de cette unité de Mega Isoma. De même, l'unité ophiolitique de Metalleion est comparable à celle du Vourinos-Dramala située plus au nord. Nous montrons cependant qu'un rétro-charriage a dû affecter le dispositif initial acquis lors de la mise en place des nappes de Mega Isoma et Metalleion (Fig. 6 D-F).

Un mécanisme de mise en place particulier : la nappe ophiolitique de Fourka issue de la plaque océanique infra-subduction

La présence de cette unité de Fourka, essentiellement développée en Othrys, permet d'affiner le processus d'obduction. L'âge le plus ancien observé dans cette unité des pillow-lavas de Fourka (Anisien supérieur) et leur géochimie de type MORB, conduisent à placer cet ensemble initial en domaine océanique et plus précisément en bordure de la marge continentale. Ce matériel océanique s'est donc initialement formé dès le Trias à partir d'une dorsale océanique indépendamment de la subduction intra-océanique du Jurassique moyen. Il s'agit donc d'une nappe issue de la plaque infra-subduction au Jurassique moyen. Le mécanisme de mise en place de cette nappe de Fourka est donc différent

du mécanisme plus classique évoqué précédemment pour les nappes issues de la plaque supra-subduction. La position de la nappe de Fourka, reposant directement sur les séries de la marge distale, conduit à envisager une mise en place à l'avant des nappes ophiolitiques principales (Fig. 6C). Le mécanisme envisagé est le développement à la limite entre les croûtes océanique et continentale (TOC : Transition Océan-Continent) d'un bombement anticlinal à proximité de la zone de subduction, évoluant par la suite en chevauchement lors de la l'avancée des nappes ophiolitiques majeures (Fig. 6C). Cette particularité et le passage de la nappe de Fourka sur la croûte continentale adjacente, même amincie, sont des éléments qui permettent d'expliquer la perte de la partie inférieure de la lithosphère océanique au niveau de cette unité.

Les nappes issues de la marge Maliaque : un processus irrégulier d'inversion tectonique

La présence de nombreuses nappes syn-obduction issues de la marge Maliaque permet de préciser les modalités d'évolution de ce domaine au cours de l'obduction.

Développement des contacts tectoniques à la base des nappes issues de la marge

Le nombre de nappes issues de la marge et les importantes différences de faciès entre les séries de nappes contiguës (absence de nappes à séries intermédiaires) nous ont conduits à admettre que la majeure partie des contacts de base de ces nappes s'est développée aux dépens de failles listriques nées lors du rifting au Trias moyen puis inversées en régime compressif durant le Jurassique moyen. Il s'agit là d'un processus d'inversion tectonique positive.

L'emplacement des nappes : des avancées irrégulières

L'absence de mélanges sur les nappes issues de la marge distale montre que la majeure partie de celles-ci ont été sous-charriées très rapidement sous l'unité ophiolitique de Fourka, en raison de leur croûte continentale peu épaisse et de leur forte profondeur accentuée par la subsidence dès le Jurassique moyen. Inversement, l'épaisseur importante de la croûte continentale de la marge proximale engendre des difficultés au niveau du sous-charriage de cet élément. La conséquence de ces difficultés est une forte épaisseur de mélanges sur les séries de cette partie proximale de la marge dues à une forte érosion liée à la surrection des nappes et à une longue durée de sédimentation en raison d'une faible vitesse de recouvrement des séries chevauchées (Fig. 6D-E). Il en est de même sur la plate-forme pélagonienne où des mélanges épais se déposent, en raison de la très forte épaisseur de la croûte continentale de ce domaine. L'analyse des blocs indique que les nappes issues de la marge proximale n'ont pas fourni d'éléments à ces mélanges et qu'elles ont donc été probablement entraînées sur le domaine Pélagonien alors qu'elles étaient déjà sous les nappes supérieures et non pas à l'avant de celles-ci (Fig. 6F).

Les stades tardifs de l'obduction

Parmi les conséquences de l'obduction, avant la transgression du Crétacé, on peut citer (Fig. 6G) :

- i) la surrection, à l'est de l'empilement principal des nappes syn-obduction, de l'autochtone relatif pélagonien. Les causes envisageables, non incompatibles, sont un réajustement isostatique et/ou les effets d'une rampe présente dans cet autochtone ;
- ii) le développement d'un bassin d'avant-chaîne à l'ouest du domaine des nappes syn-obduction : le sillon béotien. Ce bassin sédimentaire riche en matériel détritique d'origine ophiolitique, s'avère être oblique sur les zones isopiques anté-obduction mais il se situe toujours en bordure des nappes ophiolitiques. Ce bassin qui naît en relation avec la présence de nappes importantes évoque un bassin flexural d'avant-chaîne. C'est là encore un argument en faveur d'une origine orientale des ophiolites.

Un ou plusieurs modèle(s) d'obduction

Grâce aux caractéristiques favorables du secteur étudié (Othrys) de nombreuses précisions ont été obtenues sur le processus d'obduction depuis les premiers indices de convergence au Jurassique moyen (par ex. subsidence d'ensemble) jusqu'aux conséquences finales de l'obduction (bassin avant-chaîne, rééquilibrage isostatique) en passant par l'essentiel du processus actif, la mise en place des différentes nappes obduites. Ces précisions concernent un modèle souvent proposé de façon globale pour des exemples d'obduction avec une subduction initiale intra-lithosphère océanique et l'obduction d'importantes nappes appartenant à la plaque supra-subduction. C'est notamment le cas pour les ophiolites des Dinarides *s.l.* (Vourinos-Pinde du nord en Grèce, Mirdita en Albanie, Zlatibor en ex-Yougoslavie) ou encore les ophiolites du Troodos à Chypre et du Semail en Oman. Cependant les ophiolites n'apparaissent pas toujours sous la forme d'importantes nappes avec des flèches d'échelle hectométrique. Ainsi en Nouvelle-Zélande, les « Dun Mountain Ophiolites » mises en place au Permien affleurent selon un linéament de plus de 1 000 km de long sur quelques km (de 5 à 10 km) de large. Divers modèles ont été proposés pour ces ophiolites : un modèle classique d'ophiolites d'avant-arc (Robertson *et al.*, 2019) mais aussi des modèles faisant intervenir des subductions multiples (Coombs *et al.*, 1976) ou des dispositifs de type arrière-arc comparables par exemple au domaine actuel des Tonga-Kermadec (Ferrière, 1987).

Remerciements

Les auteurs adressent leurs remerciements sincères au comité éditorial (Didier Torz et Alain Blieck) ainsi qu'aux relecteurs (Olivier Averbuch et Fabien Graveleau) pour leur patience, leur efficacité et leurs corrections avisées. Nous tenons à remercier également les organismes et les personnes qui ont permis de réaliser nos travaux au laboratoire et sur le terrain : le Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences (LOG, UMR 8187) et le CNRS-INSU au plan financier, avec la mise en œuvre fiable et efficace de Monique Gentric, ainsi que Marion Delattre, Cindy Maliverney, Philippe Recourt et Sandra Ventalon pour les travaux de laboratoire et les autres urgences techniques. Remerciements sincères à toutes et à tous.

BIBLIOGRAPHIE

- ANONYMOUS (1972). — Penrose field conference on ophiolites. *Geotimes*, **17** (12) : 24-25.
- BARTH M.G. & GLUHAK M.T. (2009). — Geochemistry and tectonic setting of mafic rocks from the Othrys Ophiolite, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **157** : 23-40.
- BAUMGARTNER P.O. (1985). — Jurassic sedimentary evolution and nappe emplacement in the Argolis peninsula (Peloponnesus, Greece). *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft*, **99** : 111 p.
- BECCALUVA L., COLTORTI M., SACCANI E. & SIENA F. (2005). — Magma generation and crustal accretion as evidenced by supra-subduction ophiolites of the Albanide-Hellenide Subpelagonian zone. *The Island Arc*, **14** : 551-563.
- BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. & PAUPY A. (1984). — Two magmatic series with island arc affinities within the Vourinos ophiolite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **85** : 253-271.
- BERNOULLI D. & LAUBSCHER H. (1972). — The palinspastic problem of the Hellenides. *Eclogae Geol. Helvet.*, **65** : 107-118.
- BERNOULLI D. & WEISSERT H. (1987). — The upper Hawasina nappes in the central Oman Mountains : stratigraphy, palinspastics and sequence of nappe emplacement. *Geodynamica Acta*, **1** (1) : 47-58.
- BORTOLOTTI V., CHIARI M., MARCUCCI M., PHOTIADES A., PRINCIPI G. & SACCANI E. (2008). — New geochemical and age data on the ophiolites from the Othrys area (Greece): implication for the Triassic evolution of the Vardar Ocean. *Ophioliti*, **33** (2) : 135-151.
- BORTOLOTTI V., CHIARI M., MARRONI M., PANDOLFI L., PRINCIPI G. & SACCANI E. (2013). — Geodynamic evolution of ophiolites from Albania and Greece, Dinaric-Hellenic belt : one, two or more oceanic basins?. *International Journal of Earth Sciences*, **102** : 738-811.
- BRUNN J.H. (1956). — Contribution à l'étude du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, **7** : 1-358.
- BRUNN J.H. (1959). — La dorsale médio-Atlantique et les épanchements ophiolitiques. *Comptes rendus sommaires des sciences de la Société géologique de France*, **8** : 234-237.
- CELET P., CLEMENT B. & FERRIÈRE J. (1976). — La zone bécotienne en Grèce : Implications paléogéographiques et structurales. *Eclogae Geol. Helvet.*, **69** (3) : 577-599.
- CELET P., COURTIN B. & FERRIÈRE J. (1980). — Les ophiolites des Hellenides centrales dans leur contexte géotectonique. In: *Ophiolites (Proceedings of the International Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979)* : 360-371.
- CHIARI M., BORTOLOTTI V., MARCUCCI M., PRINCIPI G. & PHOTIADES A. (2003). — The Middle Jurassic siliceous sedimentary cover at the top of the Vourinos Ophiolite (Greece). *Ophioliti*, **28** (2) : 95-103.
- COLEMAN R.-G. (1971). — Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *Jl. Geophys. Res.*, **76** : 1212-1222.
- COOMBS D.S., LANDIS C.A., NORRIS R.J., SINTON J.M., BORNS D.J. & CRAW D. (1976). — The Dun Mountain Ophiolite belt, New Zealand, Its tectonic setting, constitution, and origin, with special reference to the southern portion. *Amer. Jl. Science*, **276** : 561-603.
- DANELIAN T., ROBERTSON A.H.F. & DIMITRIADIS S. (1996). — Age and significance of radiolarian sediments within basic extrusives of the marginal basin Guevgueli Ophiolite (northern Greece). *Geol. Mag.*, **133** : 127-136.
- DERCOURT J. (1970). — L'expansion océanique actuelle et fossile : ses implications géotectoniques. *Bull. Soc. Géol. France*, **XII** (7) : 261-317.
- DERCOURT J. (1972). — The Canadian Cordillera, the Hellenides and the seafloor spreading theory. *Can. Jl. Earth Sci.*, **9** : 709-743.
- DEWEY J.F. & BIRD J.M. (1971). — Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. *Jl. Geophys. Res.*, **76** : 3179-3206.
- DILEK Y. & NEWCOMB S. (2003). — Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought. *Geological Society of America, Special Paper* **373** : 504 p.
- DUBOIS J., DEPLUS C., DIAMENT M., DANIEL J. & COLLOT J.Y. (1988). — Subduction of the Bougainville seamount (Vanuatu): mechanical and geodynamic implications. *Tectonophysics*, **149** : 111-119.
- FERRIÈRE J. (1972). — Sur l'importance des déplacements tangentiels en Othrys centrale au NE d'Anavra (Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **274** : 174-176.
- FERRIÈRE J. (1974). — Étude géologique d'un secteur des zones helléniques internes sub-pélagoniennes (massif de l'Othrys, Grèce orientale). Importance et signification de la période

- orogénique anté-Crétacé supérieur. *Bull. Soc. Géol. France*, **XVI** (5) : 543-562.
- FERRIÈRE J. (1976). — Sur la signification des séries du massif de l'Othrys (Grèce continentale) : la zone isopique Maliaque. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **96** (2) : 121-134.
- FERRIÈRE J. (1982). — Paléogéographies et tectoniques superposées dans les Hellénides internes au niveau de l'Othrys et du Pelion (Grèce). *Soc. Géol. Nord*, **8** : 970 p.
- FERRIÈRE J. (1985). — Nature et développement des ophiolites helléniques du secteur Othrys-Pelion. *Ophioliti*, **10** (2-3) : 255-278.
- FERRIÈRE J. (1987). — Nouvelle-Zélande : quelques aspects de la « tectonique alpine » post-Carbonifère d'une chaîne péri-Pacifique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **305**, II : 615-618.
- FERRIÈRE J., BAUMGARTNER P.O. & CHANIER F. (2016). — The Maliac Ocean : the origin of the Tethyan Hellenic Ophiolites. *Intern. Jl. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **105** (7) : 1941-1963.
- FERRIÈRE J., BONNEAU M., CARIDROIT M., BELLIER J.P., GORICAN S. & KOLLMANN H. (2001). — Les nappes tertiaires du Paikon (zone du Vardar, Macédoine, Grèce) : arguments stratigraphiques pour une nouvelle interprétation structurale. *C. R. Acad. Sci. Earth Planet. Sci.*, **332** : 695-702.
- FERRIÈRE J., CHANIER F., BAUMGARTNER P.O., CARIDROIT M., BOUT-ROUMAZEILLES V., GRAVELEAU F., DANIELIAN T. & VENTALON S. (2015). — The evolution of the Triassic-Jurassic oceanic lithosphere: insights from the supra-ophiolitic series of Othris (continental Greece). *Bull. Soc. Géol. France*, **186** (6) : 71-84.
- FERRIÈRE J., CHANIER F. & DITBANJONG P. (2012). — The Hellenic ophiolites: eastward or westward obduction of the Maliac Ocean, a discussion. *Intern. Jl. Earth Sci.*, **101** : 1559-1580.
- FERRIÈRE J. & STAIS A. (1995). — Nouvelle interprétation de la suture téthysienne vardarienne d'après l'analyse des séries de Peonias (Vardar oriental, Hellénides internes). *Bull. Soc. Géol. France*, **166** (4) : 327-339.
- GEOFFROY L. (2005). — Volcanic passive margin. *C. R. Géosciences*, **337** : 1395-1408.
- GHIKAS C., DILEK Y. & RASSIOS A. (2010). — Structure and tectonics of a subophiolitic mélanges in the western Hellenides (Greece) : Implications for ophiolite emplacement tectonics. *International Geology Review*, **52** : 423-453.
- GLENNIE K.W., BOEUF M.G.A., HUGUES CLARKE M.W., MOODY-STUART M., PILAAR W.F.H. & REINHARDT B.M. (1973). — Late Cretaceous nappes in Oman mountains and their geologic evolution. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **57** : 5-27.
- HYNES A. (1974). — Igneous activity at the birth of an ocean basin in eastern Greece. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **11** : 842-853.
- HYNES A., NISBET E.G., SMITH A.G., WELLAND M.J.P. & REX D.C. (1972). — Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othris region (eastern central Greece). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **123** : 455-468.
- JONES G. & ROBERTSON A.H.F. (1991). — Tectono-stratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos Ophiolite and related units, northwestern Greece: an integrated supra-subduction zone spreading and subduction-accretion model. *Journal of the Geological Society, London*, **148** : 267-288.
- KUKOC D., GORICAN S., KOSIR A., BELAK M., HALAMIC J. & HRVATOVIC H. (2015). — Middle Jurassic age of basalts and the post-obduction sedimentary sequence in the Guevgueli Ophiolite Complex (Republic of Macedonia). *Intern. Jl. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **104** : 435-447.
- LEFEVRE C., CABANIS B., FERRIÈRE J., THIEBAULT F. & PLATEVOET R. (1993). — Mise en évidence d'une dualité dans le volcanisme triasique hellénique : apport de la géochimie des éléments traces. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **II** : 1311-1318.
- LIPPARD S.J., SHELTON A.W. & GASS I.G. (1986). — The ophiolite of northern Oman. *The Geological Society, Memoir* **11** : 178 p.
- MERCIER J., VERGELY P. & BEBIEN J. (1975). — Les ophiolites helléniques « obductées » au Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d'un Océan téthysien ou d'une mer marginale péri-européenne ? *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, **17** : 108-112.
- MICHARD A., LE MER O., GOFFE B. & MONTIGNY R. (1989). — Mechanism of the Oman mountains obduction onto the Arabian continental margin, reviewed. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), **V** (2) : 241-252.
- MIYASHIRO A. (1973). — The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth and Planetary Science Letters*, **19** : 218-224.
- MONJOIE P., LAPIERRE H., TASHKO A., MASCLE G., DECHAMP A., MUCEKU B. & BRUNET P. (2008). — Nature and origin of the Triassic volcanism in Albania and Othrys: a key to understanding the Neo-Tethys opening?. *Bull. Soc. Géol. France*, **179** : 411-425.
- MOORES E.G. (1969). — Petrology and structure of the Vourinos Ophiolitic Complex of Northern Greece. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* **118** : 1-74.
- PHOTIADES A., SACCANI E. & TASSINARI R. (2003). — Petrogenesis and tectonic setting of volcanic rocks from the Subpelagonian ophiolitic melange in the Agorani area (Othris, Greece). *Ophioliti*, **28** : 121-135.
- RASSIOS A., GRIVAS E., KONSTANTOPOULOU G. & VACONDIOS I. (1994). — The geometry of structures forming around the ductile-brittle transition in the Vourinos-Pindos-Othris Oceanic Slab. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **XXX** (2) : 109-121.
- RASSIOS A.H.E. & SMITH A.G. (2000). — Constraints on the formation and emplacement of western Greek ophiolites (Vourinos, Pindos and Othris) inferred from deformation structures in peridotites. *In*: DILEK Y., MOORES E.M., ELTHON D.A. & NICOLAS A. eds, Ophiolites and oceanic crust: new insights



- from field studies and oceanic drilling program. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* **349** : 473–483.
- RASSIOS E. & DILEK Y. (2009). — Rotational deformation in the Jurassic Mesohellenic ophiolites, Greece, and its tectonic significance. *Lithos*, **108** : 207–223.
- RASSIOS A.H.E. & MOORES E.M. (2006). — Heterogeneous mantle complex, crustal processes and obduction kinematics in a unified Pindos-Vourinos ophiolitic slab (northern Greece). In: ROBERTSON A.H.F. & MOUNTRAKIS D. eds, Tectonic development of the eastern Mediterranean region. *Geological Society, London, Special Publication* **260** : 237–266.
- RASSIOS A., GHIKAS C., DILEK Y. & KOSTOPOULOS D. (2019). — « Rootless » ophiolites above the exhuming Pelagonian Core Complex, Northern Greece. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **54** (1) : 60–94.
- ROBERTSON A.H.F. (2012). — Late Palaeozoic-Cenozoic tectonic development of Greece and Albania in the context of alternative reconstructions of Tethys in the eastern Mediterranean region. *International Geology Review*, **54** : 373–454.
- ROBERTSON A.H.F., CAMPBELL H.J., JOHNSTON M.R., & PALAMAKUMBRA R. (2019). — Construction of a Paleozoic-Mesozoic accretionary orogeny along the active continental margin of SE Gondwana (South Island, New Zealand): summary and overview. In ROBERTSON A.H.F. ed, Paleozoic–Mesozoic Geology of South Island, New Zealand: Subduction-related Processes Adjacent to SE Gondwana. *Geological Society, London, Memoirs*, **49** : 331–373.
- SACCANI E., BECCALUVA L., COLTORTI M. & SIENA F. (2004). — Petrogenesis and tectono-magmatic significance of the Albanide-Hellenide subpelagonian ophiolites. *Ophioliti*, **29** : 75–93.
- SACCANI E., BECCALUVA L., PHOTIADES A. & ZEDA O. (2011). — Petrogenesis and tectono-magmatic significance of basalts and mantle peridotites from the Albanian-Greek ophiolites and sub-ophiolitic mélanges. New constraints for the Triassic-Jurassic evolution of the Neo-Tethys in the Dinaride sector. *Lithos*, **124** : 227–242.
- SACCANI E., BORTOLOTTI V., MARRONI M., PANDOLFI L., PHOTIADES A. & PRINCIPI G. (2008). — The Jurassic Association of Back-arc basin ophiolites and calc-alkaline volcanics in the Guevgueli Complex (Northern Greece): implication for the evolution of the Vardar Zone. *Ophioliti*, **33** (2) : 209–227.
- SACCANI E. & PHOTIADES A. (2004). — Mid-ocean ridge and supra-subduction affinities in the Pindos ophiolites (Greece): implications for magma genesis in a forearc setting. *Lithos*, **73** : 229–253.
- SMITH A.G., HYNES A.J., MENZIES M., NISBET E.G., PRICE I., WELLAND M.J. & FERRIÈRE J. (1975). — The stratigraphy of the Othris mountains, eastern Central Greece: a deformed Mesozoic continental margin sequence. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **68** : 463–481.
- SMITH A.G. & RASSIOS A. (2003). — The evolution of ideas for the origin and emplacement of the western Hellenic ophiolites. In: DILEK Y. & NEWCOMB S. eds, Ophiolite concept and the evolution of geological thought. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* **373** : 337–350.
- SPRAY J.G., BEBIEN J., REX D.C. & RODDICK J.C. (1984). — Age constraints on the igneous and metamorphic evolution of the Hellenic-Dinaric ophiolites. In: DIXON J.E. & ROBERTSON A.H.F. eds, The geological evolution of the Eastern Mediterranean. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **17** : 619–627.
- VERGELY P. (1984). — *Tectonique des ophiolites dans les Hellenides internes. Conséquences sur l'évolution des régions téthysiennes occidentales*. Thèse de doctorat, Université de Paris-Sud Orsay, 2 vol. : 250 & 411 p.
- VRIELYNCK B. (1982). — Evolution paléogéographique et structurale de la presqu'île d'Argolide (Grèce). *Rev. Géogr. Phys. Geol. Dyn.*, **23** (4) : 277–288.

RÉSUMÉ GRAND PUBLIC

ANALYSE D'UN PROCESSUS D'OBDUCTION : L'EXEMPLE DE L'Océan Téthysien Maliaque (HELLENIDES)

Parmi les processus liés à la convergence des plaques, les plus classiques et les plus représentés sont les subductions (par ex. autour de l'Océan Pacifique) et les collisions (par ex. Alpes et Himalaya). Un troisième processus est l'obduction, marqué par la présence dans les chaînes de montagnes d'ophiolites correspondant au charriage de lithosphère océanique sur une lithosphère continentale plus « légère ». Ce processus a été défini et analysé à partir de la révolution de la Tectonique des plaques vers le début des années 1970. Dans un premier temps une analogie entre ophiolites et lithosphère océanique née au niveau d'une dorsale médio-océanique a été établie. On a pu établir ainsi que les ophiolites et la lithosphère océanique étaient constituées d'une partie crustale (pillow-lavas, filons basiques, gabbros et cumulats de péridotites) surmontant un manteau fondamentalement péridotitique. La surface de séparation entre manteau lithosphérique et croûte sus-jacente correspond au MOHO. Une décennie après, il est apparu que nombre de ces ophiolites présentaient des caractéristiques pétrographiques connues au sein des ensembles volcaniques situés dans la plaque supérieure des zones de subduction. Cette observation a conduit à admettre que ces ophiolites correspondaient à des éléments océaniques provenant de la plaque supérieure de zones de subduction intra-océanique. La plaque inférieure s'enfonce progressivement au niveau de la subduction entraînant ainsi parfois des éléments de lithosphère continentale sous la lithosphère océanique supra-subduction. Ce type de processus permet alors d'expliquer l'enfoncement d'une lithosphère moins dense (continentale) sous une lithosphère plus dense (océanique). Pour arriver à ce résultat, il apparaît nécessaire d'envisager la naissance de certaines zones de subduction, non pas sur les marges des continents, mais au cœur des océans. Il s'agit alors de subductions de type Océan/Océan. La genèse de subductions Océan/Océan nécessite l'existence de différentes zones de faiblesse intra-océaniques, au niveau de la dorsale médio-océanique ou de failles transformantes. Naturellement de nombreux débats subsistent quant à la nature et à la mise en place tectonique des ophiolites. Lorsque des collisions succèdent aux obductions, les mécanismes d'obduction sont en partie oblitérés. C'est le cas dans les Alpes occidentales. En revanche, il existe des exemples où la collision n'a pas encore eu lieu ou est encore assez peu marquée : c'est le cas des ophiolites d'Oman, de Chypre mais aussi des ophiolites téthysiennes des Dinarides-Hellénides qui sont l'objet de cette publication. La qualité des affleurements présents en Grèce, notamment dans le massif de l'Othrys où les nappes syn-obduction (séries et mise en place) sont particulièrement bien datées, permet de préciser certaines modalités du processus d'obduction de l'Océan Téthysien (Océan Maliaque) au Jurassique moyen-supérieur. Ainsi, chaque élément géologique intégré dans le processus d'obduction a pu être analysé : i) les unités supérieures riches en péridotites sont classiquement attribuées à des ophiolites de type supra-subduction ; ii) une unité de lithosphère océanique provenant de la plaque plongeante a été identifiée sous les principales nappes ophiolitiques et son mode de mise en place est discuté ; iii) les contacts tectoniques à la base des principales nappes liées à l'obduction sont hérités des grandes failles normales qui se sont développées sur l'ancienne marge passive de l'Océan Maliaque (failles issues du rifting) ; iv) l'analyse des mélanges à blocs formés en domaine marin à l'avant des nappes en mouvement, permet de préciser les caractéristiques et la chronologie de la mise en place des différentes nappes.

ALL AUDIENCE ABSTRACT

ANALYSIS OF AN OBDUCTION PROCESS: THE EXAMPLE OF THE TETHYAN MALIAC OCEAN (HELLENIDES)

Among the processes related to plate convergence, the most common are subduction zones (e.g. around the Pacific Ocean) and collisional orogens (e.g. Alps and Himalayas). A third one is the obduction process, attested by the presence in the mountain belts of ophiolites corresponding to the thrusting of the oceanic lithosphere over a "lighter" continental lithosphere. This process was defined and analysed from the Plate Tectonics revolution in the early 1970s. Initially an analogy between ophiolites and oceanic lithosphere created at mid-oceanic ridge has been proposed. It has thus been demonstrated that the ophiolites and the oceanic lithosphere consist both of a crustal part (pillow-lavas, basic dykes, gabbros and peridotitic cumulates) overlying the mantle peridotites. The surface between the oceanic mantle and the overlying crust corresponds to the MOHO. A decade later, it appeared that many of these ophiolites had petrographic characteristics known in the volcanic complexes located on the upper plate of some subduction zones. This observation shows that these types of ophiolites originated from the upper plate of intra-oceanic subduction zones. The lower oceanic domain gradually



sinks in the subduction and may drive some elements of continental nature below the overriding oceanic lithosphere. Such process can account for the plunge of lighter lithosphere (continental) beneath dense lithosphere (oceanic). Various processes have been considered to explain the onset of this type of Ocean/Ocean subductions. They involve various zones of intra-oceanic weakness that can be the mid-oceanic ridge or transform faults. Many debates remain on the nature and tectonic emplacement of ophiolites. If collision follows obduction, the obduction mechanisms are naturally partially obliterated, such as in the western Alps for example. In other areas, there is no major collision: this is the case of the ophiolites of Oman, of Cyprus and also of the Tethyan ophiolites of the Dinarides-Hellenides that are described in this paper. The quality of outcrops in Greece, in particular in the Othrys massif where the obduction nappes are particularly well dated, gives opportunities to describe precisely the Jurassic obduction process of the Tethyan Ocean (Maliac Ocean). Thus, each geological element integrated in the obduction process could be analysed: i) the upper peridotite-rich units are attributed to ophiolites of supra-subduction type; ii) an oceanic lithosphere unit issued from the downgoing plate has been identified and its mode of tectonic emplacement is proposed; iii) the basal contacts of the obduction nappes are inherited from the large normal faults of the former passive margin that originated during the rifting of the Maliac Ocean; iv) the analysis of the mélanges formed at the front of the moving thrust sheets permitted us to precise the characters and timing of the emplacements of the different nappes.

UNE HISTOIRE DES IMAGES DU MONDE

d'Hésiode à Stephen Hawking

De l'Antiquité à nos jours, cet ouvrage met en scène l'évolution des idées sur le monde, ses possibles origine, finitude et structure. Il fait sentir les atmosphères propres à chaque période en puisant dans des écrits poétiques, littéraires, religieux, philosophiques ou scientifiques.

Ces œuvres témoignent des différentes conceptions que l'homme a eues de sa place dans l'Univers, de son éventuelle singularité : elles revisitent les traditions, ouvrent de nouvelles perspectives, nourrissent les débats nés de changements de contextes ou de méthodes.

Au cours de son histoire, la construction de l'astronomie n'a jamais suivi un long fleuve tranquille. Laissez-vous entraîner dans les bouillonnements de cette passionnante aventure collective multiséculaire.

LES AUTEURS

Robert Locqueneux est professeur émérite à l'université de Lille. Ses recherches et son enseignement ont porté, d'abord sur la chimie quantique, la thermodynamique et la mécanique statistique, ensuite sur l'histoire de la physique. Il a publié de nombreux ouvrages dans ce domaine.

Bernard Maitte est professeur émérite d'histoire et d'épistémologie des sciences à l'université de Lille. Fondateur du Forum des sciences, directeur d'une formation de journalistes scientifiques, il a obtenu de prix Jean Rostand pour La Lumière (Seuil) et le prix Jean Perrin de popularisation de la physique.

Disponibilité : juillet 2020

Diffusion
exclusive
AFA

Livre broché
400 pages

Bon de souscription à retourner
avec son règlement par chèque, à :
AFA, 17 rue Émile-Deutsch-de-la-Meurthe
75014 Paris

Version papier : 21 €

France métropolitaine : frais de port inclus
Hors France métropolitaine : + 12,50 € de port

Version numérique : 13 €

Commande en ligne :

<https://boutique.afastronomie.fr/l-histoire-monde>

Nom

Prénom

Adresse

Code postal Ville

Pays

Mail

(Obligatoire pour la version numérique)

En application de l'article 27 de la loi du 06/01/1978, les informations ci-dessus sont indispensables au traitement de votre commande et sont communiquées aux destinataires la traitant. Elles peuvent donner lieu à l'exercice du droit d'accès et de rectification auprès de nos services. Vous pouvez vous opposer à ce que vos nom et adresse soient cédés ultérieurement. Siège social : AFA 17, rue Émile-Deutsch-de-la-Meurthe 75014 Paris.