

Hydrodynamique de la Méditerranée nord-occidentale

Sommaire

2.1	La circulation océanique générale et les principales masses d'eau dans le bassin ouest - Méditerranéen	20
2.2	La formation d'eau dense en Méditerranée nord-occidentale	22
2.2.1	La convection profonde au large	24
2.2.2	La convection sur le plateau continental	26

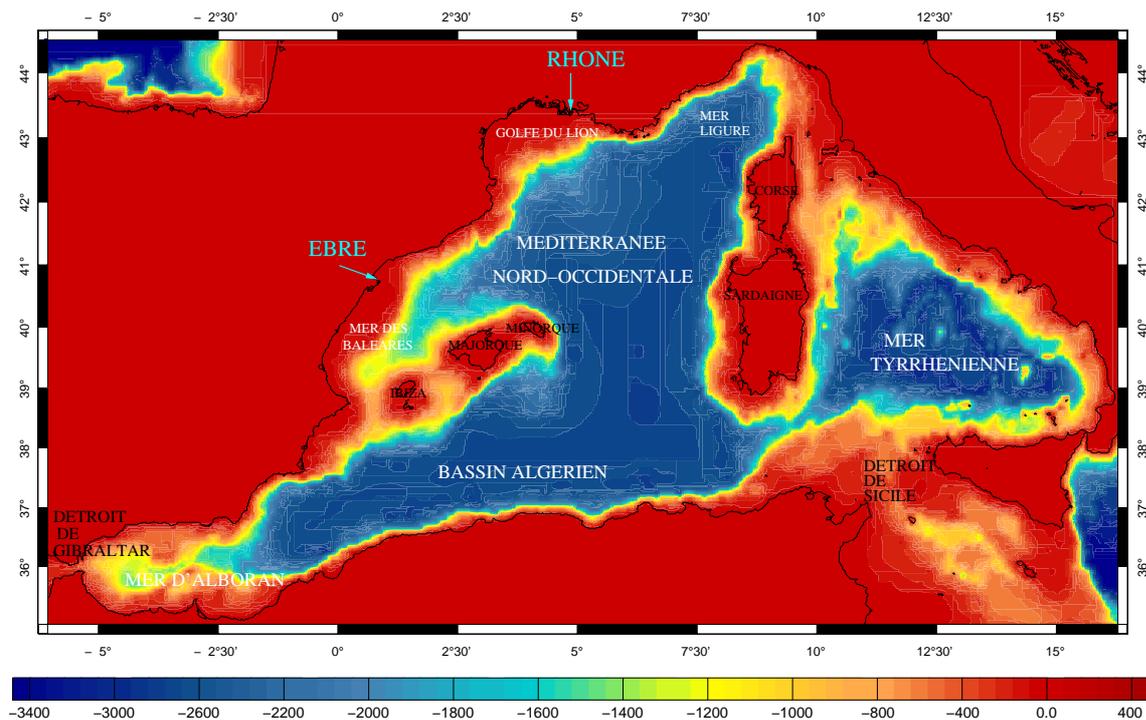


FIG. 2.1 – Topographie de la Méditerranée occidentale

La Méditerranée nord-occidentale s'étend environ de 2°E à 10°E et de 39°N à 45°N, entre les côtes italiennes, françaises et espagnoles, la Corse et la Sardaigne à l'est, et les Baléares au sud. Cette région comporte à la fois des zones peu profondes, avec notamment le plateau du golfe du Lion, d'une profondeur moyenne d'environ 80 m et atteignant jusqu'à 80 km de large, et une zone profonde au large, dépassant 2600 m (voir Fig. 2.1). La gamme des échelles spatio-temporelles des processus physiques qui entrent en jeu dans la circulation océanique en Méditerranée nord-occidentale est très large. Ainsi, la circulation générale des principales masses d'eau est un processus de grande échelle, quasi-permanent et à l'échelle du bassin, tandis que la formation d'eau dense, au large et sur le plateau, est un processus de méso-échelle, de l'ordre de quelques dizaines à une centaine de kilomètres et d'une durée de quelques jours à quelques semaines. Dans ce chapitre, nous proposons d'abord une description de la circulation thermohaline générale dans le bassin ouest-Méditerranéen. Nous dressons ensuite une revue des connaissances et questions concernant les processus physiques auxquels nous nous intéressons plus particulièrement dans cette étude, à savoir la formation d'eau dense au large et sur le plateau continental.

2.1 La circulation océanique générale et les principales masses d'eau dans le bassin ouest - Méditerranéen

La Méditerranée occidentale est reliée à l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar, et à la Méditerranée orientale par le détroit de Sicile. La Méditerranée est soumise à un climat aride, avec de faibles précipitations [Tchernia, 1978]. De ce fait, les pertes d'eau douce par évaporation sont supérieures aux apports issus des

précipitations, des fleuves et de la mer Noire : la mer Méditerranée est un bassin de concentration et d'évaporation. *Bryden et al.* [1994] proposent une revue des différentes estimations de la perte d'eau nette (Évaporation - Précipitations - Ruissellement) en Méditerranée : les valeurs obtenues varient entre 0.47 m/an et 1.31 m/an selon les auteurs. Cette évaporation intense induit un déficit net d'eau douce qui est compensé par l'entrée d'eau d'origine atlantique au niveau du détroit de Gibraltar, et est un des principaux moteurs de la circulation thermohaline en Méditerranée. Les échanges de masses d'eau de densités différentes aux niveaux des deux détroits sont en effet à l'origine de la circulation générale dans le bassin méditerranéen occidental, décrite par *Millot* [1987, 1999] et résumée sur la Fig. 2.2. Une synthèse des connaissances de la circulation en Méditerranée est proposée par *Obaton* [1998]. Les principales masses d'eau de la Méditerranée nord-occidentale sont l'eau atlantique modifiée (MAW, *Modified Atlantic Water*), l'eau levantine intermédiaire (LIW, *Levantine Intermediate Water*) et l'eau profonde de Méditerranée occidentale (WMDW, *Western Mediterranean Deep Water*). Nous dressons ici une description synthétique de la circulation générale dans le bassin ouest.

La MAW est formée par l'eau atlantique légère, peu salée et froide qui entre en surface au niveau du détroit de Gibraltar. *Bryden et al.* [1994] estiment à 0.72 ± 0.16 Sv le flux d'eau entrant à Gibraltar. La MAW effectue un parcours cyclonique en Méditerranée occidentale dans une couche d'une centaine de mètres d'épaisseur à partir de la surface (voir Fig. 2.2a), au cours duquel, soumise à l'évaporation et au mélange, elle gagne peu à peu en salinité et en densité. Sa salinité passe ainsi de ~ 36.5 psu au niveau de Gibraltar à 38.0-38.3 psu en Méditerranée nord-occidentale, et sa température varie entre 14°C et 15°C sous la couche de mélange. Ce parcours dure environ une année.

En arrivant de l'Atlantique, la MAW longe d'abord la côte espagnole en mer d'Alboran puis rejoint, via le jet Alméria-Oran, la côte africaine. Elle longe celle-ci jusqu'au détroit de Sicile par le courant Algérien, dont les instabilités engendrent des tourbillons cycloniques et anticycloniques qui transportent une partie de la MAW vers le nord [*Taupier-Letage and Millot*, 1998; *Mortier*, 1992]. Au niveau du détroit de Sicile, deux-tiers de la veine continue vers la Méditerranée orientale. Le reste de la MAW remonte au nord du bassin occidental en mer Tyrrhénienne en longeant la côte italienne de façon cyclonique. Formant le courant Est-Corse elle franchit le canal Corse et pénètre dans le golfe de Gênes où elle rejoint le courant Ouest-Corse, qui remonte du bassin algérien à l'ouest de la Sardaigne et de la Corse. Là, les deux branches du courant Corse fusionnent pour former le courant Nord, qui coule le long des côtes italiennes, françaises puis espagnoles, longeant le plateau du golfe de Lion. Le courant Nord est le courant principal en Méditerranée nord-occidentale. Sa variabilité saisonnière est très marquée : peu profond, large et stable en été, il s'ap-profondit, accélère, devient plus étroit et instable en hiver, formant des méandres d'amplitude et de longueur d'onde variant entre quelques dizaines et une centaine de kilomètres [*Conan and Millot*, 1995]. Au niveau de la mer des Baléares, la majeure partie de la MAW continue en traversant le canal d'Ibiza jusqu'au détroit de Gibraltar et pénètre dans l'océan Atlantique, tandis que l'autre branche est déviée vers le nord-est, accentuant la circulation cyclonique.

Le refroidissement, donc la densification, d'une partie de la MAW en hiver en Méditerranée nord-occidentale produit l'eau hivernale intermédiaire (WIW, *Winter In-*

termediate Water), avec des températures inférieures à 12.4 °C et une salinité de l'ordre de 38.3 psu. Cette eau s'écoule sous la MAW moins dense et plus chaude qui arrive des régions avoisinantes.

La LIW, masse d'eau chaude ($\sim 13-14$ °C) la plus salée ($\sim 38.5-38.75$ psu, *Lacombe and Tchernia* [1972]) de Méditerranée occidentale, est formée lors de la convection hivernale en mer Levantine, en Méditerranée orientale. Elle pénètre en Méditerranée occidentale par le détroit de Sicile, et effectue alors un parcours cyclonique en longeant les côtes entre 300 m et 800 m de profondeur (voir Fig. 2.2b). Après avoir longé les côtes de la mer Tyrrhénienne, une partie de la LIW franchit le canal Corse, et l'autre partie contourne la Corse et la Sardaigne avant de pénétrer en Méditerranée nord-occidentale et de rejoindre la première branche en mer Ligure. Elle suit ensuite les côtes italiennes, françaises puis espagnoles et franchit le canal d'Ibiza avant de s'écouler dans l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar. Une petite partie de la LIW est entraînée en mer d'Alboran par la MAW, et s'écoule le long des côtes algériennes. Le parcours de la LIW entre les détroits de Sicile et de Gibraltar dure environ 25 ans.

La WMDW se forme en hiver lors des épisodes de convection profonde induits par les forts coups de vent froids et secs du nord et du nord-ouest au large du golfe du Lion, ainsi qu'en Mer Ligure [*Béthoux and Prieur*, 1983]. Formée à la surface par refroidissement et évaporation, elle plonge sous 800 m de fond. Une partie de la WMDW est exportée vers le sud-est par les tourbillons qui se forment pendant la convection profonde [*Testor and Gascard*, 2006]. L'autre partie de cette masse d'eau froide (12.7-13 °C) et relativement peu salée (38.4-38.48 psu) suit un parcours cyclonique en Méditerranée nord-occidentale (voir Fig. 2.2c), qui renforce le courant Nord. Elle franchit le détroit de Gibraltar en suivant le fond, et se stabilise en densité vers de 1000 m de profondeur [*Tchernia*, 1978]. Le temps de séjour de la WMDW en Méditerranée est d'environ 100 ans [*Lacombe et al.*, 1981].

Une partie de l'eau qui arrive depuis la Méditerranée orientale par le détroit de Sicile cascade en mer Tyrrhénienne en raison de sa forte densité. Le mélange de cette eau et de la WMDW, présente dans les couches profondes de la mer Tyrrhénienne, produit l'eau dense tyrrhénienne (TDW, *Tyrrhenian Dense Water*). Cette eau suit le circuit de la LIW et de la WMDW (voir Fig. 2.2b,c).

2.2 La formation d'eau dense en Méditerranée nord-occidentale

Les vents dominants en Méditerranée nord-occidentale sont le Mistral (nord) et la Tramontane (nord-ouest), canalisés par l'orographie avoisinante, à savoir les massifs montagneux des Alpes, du Massif Central et des Pyrénées. Ces vents sont particulièrement forts en hiver, apportant dans la zone de l'air polaire froid et sec. La perte de chaleur de surface dans le golfe du Lion peut alors atteindre en hiver des valeurs très importantes, dépassant parfois $1000 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ [*Mertens and Schott*, 1998]. En favorisant ainsi l'évaporation et le refroidissement des eaux de surface, les coups de vents du nord participent à la formation d'eau dense au large, lors du processus

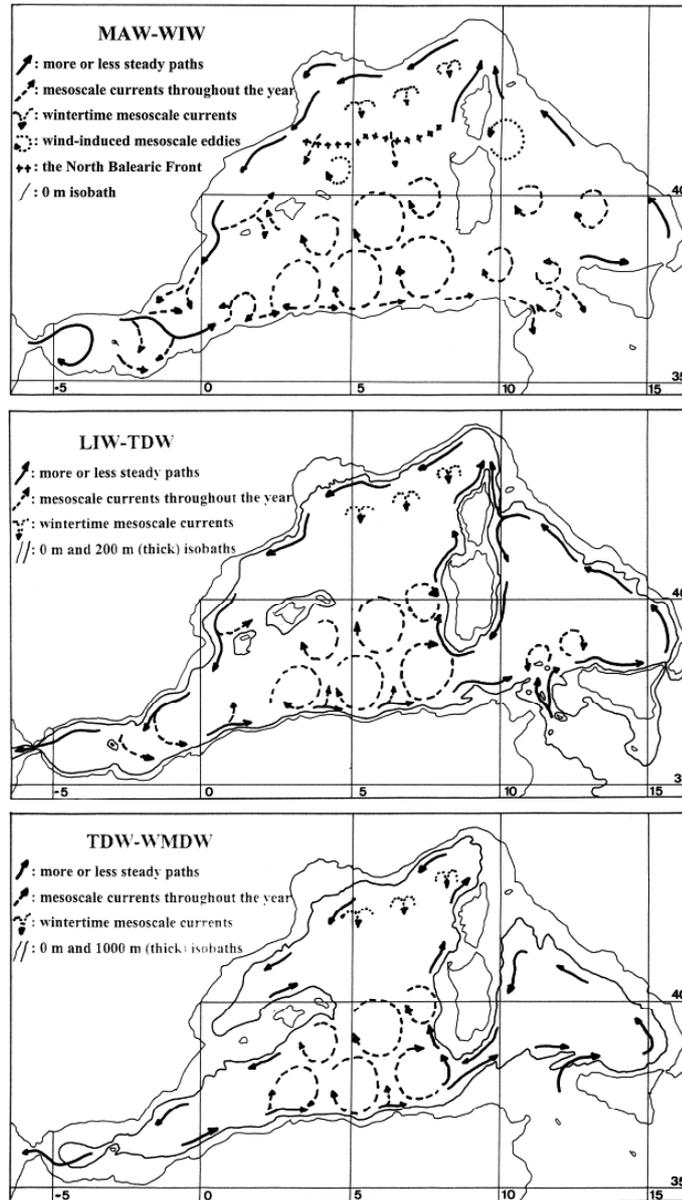


FIG. 2.2 – La Méditerranée occidentale : circulation des principales masses d'eau. Extrait de *Millot* [1999]

de convection profonde, mais aussi sur le plateau continental. Cette formation dans les couches superficielles d'eau plus dense que l'eau des couches intermédiaires, voire profondes, est à l'origine d'échanges et de mélanges verticaux le long de la colonne d'eau.

2.2.1 La convection profonde au large

La Méditerranée nord-occidentale est une des rares régions de l'océan mondial où se produit le phénomène de convection profonde. Une revue détaillée des observations, de la théorie et de la modélisation de la convection profonde est proposée par *Marshall and Schott* [1999]. Les autres principales régions sont situées dans l'Atlantique nord (mers du Labrador et d'Irminger), dans les régions sub-polaires de l'hémisphère nord (mers de Norvège et du Groenland) et dans l'hémisphère sud (mers de Weddel et de Ross). Dans ces régions, l'eau de surface soumise à un forçage thermohalin intense se densifie par évaporation et/ou refroidissement, ce qui provoque le mélange vertical de la colonne d'eau. Ce processus est un des moteurs de la circulation thermohaline globale, sa compréhension physique et sa modélisation numérique constituent donc des enjeux importants de l'océanographie physique actuelle. L'étude de la convection en Méditerranée permet donc de faire progresser l'océanographie physique à l'échelle de l'océan global. De plus, la convection profonde en Méditerranée nord-occidentale étant à l'origine de la formation de la WMDW, une des principales masses d'eau de la Méditerranée occidentale, la compréhension et la modélisation de ce processus sont également essentielles pour la connaissance de la circulation thermohaline méditerranéenne. Enfin, comme nous le verrons dans la suite, l'importance de ce phénomène s'étend au-delà de la circulation océanique : l'intensité des efflorescences phytoplanctoniques printanières et leur variabilité interannuelle sont largement conditionnées par la quantité de nutriments remontés depuis l'océan profond jusqu'à la zone euphotique lors des épisodes hivernaux de convection profonde en Méditerranée nord-occidentale.

Trois étapes principales, définies pour la première fois par *MEDOC-Group* [1970], interviennent dans le processus de convection profonde. Premièrement, le gyre cyclonique inscrit dans la circulation générale cyclonique s'intensifie et piège la masse d'eau au centre lors la phase de *préconditionnement*. Cette masse d'eau est soumise de façon prolongée à la perte de flottabilité à la surface induite par le forçage thermohalin et se densifie, provoquant une remontée des isopycnes : le dôme isopycnal, que l'on peut observer sur la Fig. 2.3. Lors de la phase de *mélange violent*, l'eau de surface piégée au centre du gyre et soumise à un forçage thermohalin intense devient plus dense que l'eau des couches inférieures. Ceci entraîne la formation de nombreux panaches convectifs d'échelle horizontale de l'ordre du kilomètre [*Schott and Leaman*, 1991; *Schott et al.*, 1996], responsables du mélange vertical de la colonne d'eau et aboutissant à la formation d'un *patch* homogène d'eau dense d'une centaine de kilomètres de large. Enfin, l'eau dense formée lors de la phase de mélange violent est évacuée de la zone et mélangée avec les eaux avoisinantes plus légères, et la colonne d'eau se restratifie : c'est la phase de *mélange, de dispersion et de restratification*.

En raison de sa facilité d'accès, la Méditerranée nord-occidentale est depuis longtemps une zone de prédilection pour l'étude de ce processus : les premières obser-

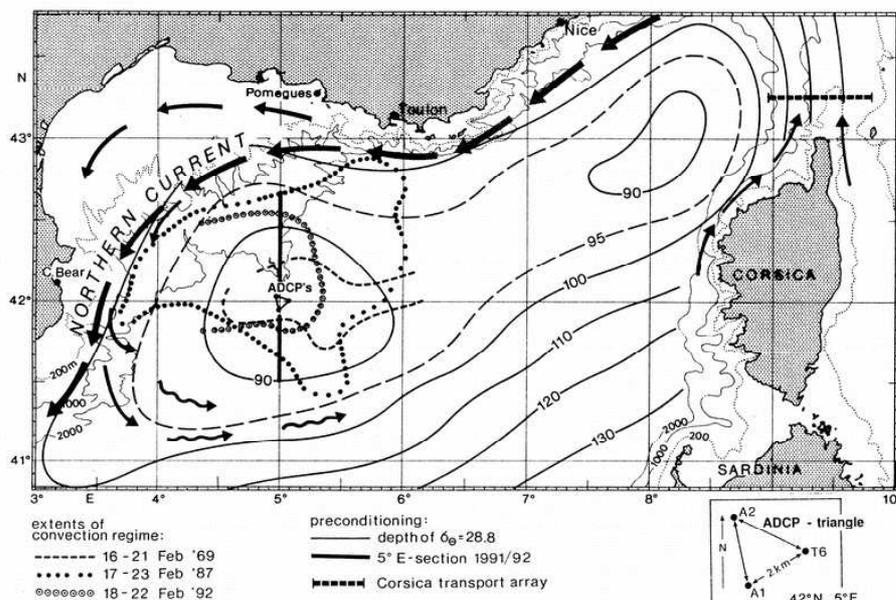


FIG. 2.3 – Circulation et conditions de la convection en Méditerranée nord-occidentale. Extrait de *Marshall and Schott* [1999]. Les isolignes indiquent les profondeurs de la surface isopycnale $\rho=28.8 \text{ kg.m}^{-3}$ au début de l'hiver. Les flèches représentent le courant Nord et la circulation cyclonique. L'extension spatiale de la zone de convection profonde observée en février 1969 (tirets), 1987 (pointillés) et 1992 (cercles) est également indiquée.

vations de ce phénomène remontent aux années 1970 [*MEDOC-Group*, 1970], et ont été suivies par de nombreuses campagnes océanographiques au cours des décennies suivantes [*Gascard*, 1978; *Schott and Leaman*, 1991; *Leaman and Schott*, 1991; *THETIS-Group*, 1994]. Ces observations ont notamment montré que la convection dans le Golfe du Lion était centrée autour du point (5°E , 42°N) et présentait une forte variabilité interannuelle, avec des années où la convection atteint le fond et des années où elle est nettement moins intense [*Leaman*, 1994]. *Mertens and Schott* [1998] ont démontré au moyen d'un modèle numérique unidirectionnel que, contrairement aux mers du Labrador et du Groenland, où la variabilité temporelle de la convection profonde est plutôt décennale, cette variabilité en Méditerranée nord-occidentale est largement interannuelle et fortement liée à la variabilité de la perte de chaleur atmosphérique.

Des études numériques ont complété les campagnes d'observations mentionnées ci-dessus. Nombre de ces études se sont notamment intéressées à l'influence du forçage atmosphérique sur la représentation numérique de la convection profonde. *Madec et al.* [1991a] ont mis en évidence l'influence de la variabilité spatio-temporelle du forçage thermohalin sur la formation d'eau dense. *Madec et al.* [1996] ont montré que le forçage atmosphérique, c'est-à-dire le vent et les flux thermohalins, mais aussi l'effet β et la topographie jouaient un rôle essentiel lors du préconditionnement de la convection. Des modèles *eddy-resolving* (permettant de résoudre la méso-échelle) ont été utilisés lors de simulations académiques pour réaliser ces deux études. La fréquence temporelle de ce forçage atmosphérique est un ingrédient majeur de la modélisation de la circulation thermohaline méditerranéenne et de la convection pro-

fonde, comme l'ont montré *Castellari et al.* [2000] et *Artale et al.* [2002] au moyen de modèles tridimensionnels *eddy-permitting* (ne permettant pas de résoudre la méso-échelle). Ces études numériques ont permis des avancées notables dans la compréhension mais aussi dans la modélisation de la convection profonde. La modélisation s'est révélée un précieux outil pour étudier ce processus, son amélioration constante est donc essentielle pour avancer encore dans la connaissance de ce processus.

L'année 1986-87 constitue un cas réel idéal d'étude de la convection profonde. En raison de flux atmosphériques particulièrement intenses [*Mertens and Schott*, 1998], l'épisode de convection a été très fort cet hiver-là. Une campagne océanographique, dont les résultats ont été présentés par *Leaman and Schott* [1991] et *Schott and Leaman* [1991], a été spécialement dédiée à l'observation de ce processus, et a montré que la convection avait atteint le fond. Cette période a été étudiée par *Somot* [2005] et *Demirov and Pinardi* [2007] au moyen de modèles numériques *eddy-permitting*, mais n'a pas été étudiée au moyen d'un modèle *eddy-resolving*. Appliquer un tel modèle à l'hiver 1986-87 permettrait entre autres d'évaluer l'influence de la résolution spatiale du modèle océanique sur la représentation de la convection profonde. C'est l'objet du chapitre 7. Par ailleurs, réaliser plusieurs simulations *eddy-resolving* en faisant varier la résolution spatiale du forçage atmosphérique, dont les études numériques citées plus haut ont montré qu'il était un ingrédient essentiel de la modélisation, permettrait de quantifier l'influence de cette résolution sur la modélisation de la convection. C'est l'objet du chapitre 8.

Les observations et études numériques ont également révélé que les processus de méso-échelle sont une composante importante de la convection profonde. Des instabilités baroclines de méso-échelle ont en effet été observées lors d'épisodes de convection profonde en Méditerranée nord-occidentale [*Gascard*, 1978; *Testor and Gascard*, 2003, 2006] mais également dans d'autres régions comme la mer du Labrador [*Gascard and Clarke*, 1983; *Lilly et al.*, 2003]. Des observations [*Testor and Gascard*, 2006] ainsi que des études théoriques ont mis en évidence le rôle de ces structures dans l'approfondissement et la dispersion de l'eau dense formée lors de la convection profonde [*Madec et al.*, 1991b; *Legg and Marshall*, 1993; *Send and Marshall*, 1995; *Jones and Marshall*, 1997; *Katsman et al.*, 2004]. *Demirov and Pinardi* [2007] ont démontré le rôle de ces structures dans la formation et la dispersion de l'eau dense en Méditerranée nord-occidentale pour les hivers 1986-87 et 1991-92. Des études numériques [*Madec et al.*, 1991b] et des observations [*Send et al.*, 1996] ont également suggéré que l'eau dense pourrait être transportée hors de la zone de convection par le courant Nord. Pour améliorer la connaissance de la connexion entre la convection profonde et la circulation thermohaline en Méditerranée nord-occidentale, il est important de quantifier les contributions respectives des structures de méso-échelle et du courant Nord au transport de l'eau dense et à la restratification. Ceci constitue le second objectif de l'étude présentée dans le chapitre 7.

2.2.2 La convection sur le plateau continental

La formation d'eau dense consécutive à un intense forçage atmosphérique peut également avoir lieu sur le plateau continental. Une partie de l'eau dense formée sur le plateau s'échappe vers le large en coulant le long du talus continental : c'est

le *cascading* d'eau dense, observé dans le golfe du Lion [Durrieu de Madron et al., 2005], mais aussi dans d'autres mers du globe [Ivanov et al., 2004]. Des observations de *cascading* ont ainsi été recensées dans les mers de l'Arctique et de l'Antarctique ainsi que dans des régions côtières de moyenne latitude, sub-tropicales et tropicales. Dans ces régions caractérisées par leur faible profondeur et séparées de l'océan profond par un talus abrupt, l'eau dense est formée par refroidissement, évaporation ou lors de la formation de glace. Les courants de grande échelle tendent à couler géostrophiquement le long des lignes bathymétriques, ce qui participe à l'inhibition des échanges entre le plateau et l'océan profond au niveau du talus continental. Le frottement de fond et la canalisation par la topographie agissent contre cette tendance géostrophique à suivre la bathymétrie, ce qui permet aux eaux denses formées sur le plateau de s'écouler vers le fond par courant de gravité [Simpson, 1987]. Le *cascading* favorise par conséquent les échanges entre le plateau et l'océan profond, et est responsable d'une partie du transfert vers le large de la matière particulaire et organique présente sur le plateau, contribuant ainsi à la séquestration du carbone dans l'océan profond.

Shapiro et al. [2003] distinguent quatre phases dans le processus de *cascading*. Pendant la phase de *préconditionnement*, l'eau dense s'accumule sur le plateau, ce qui donne naissance à un front de densité. Ce front de densité accélère ensuite le long de la pente : c'est la phase *active*. La phase *principale* correspond au développement d'un flux d'eau dense quasi-permanent le long de la pente, associé à un courant descendant marqué. Enfin, lors de la phase *finale*, l'eau dense atteint une profondeur où la densité de l'eau correspond à sa propre densité, elle se stabilise alors et s'étale en quittant la pente.

Le talus continental du golfe du Lion est incisé par de nombreux canyons (voir Fig. 2.4). Ceux-ci constituent des conduites naturelles pour l'eau dense formée sur le plateau lors des épisodes de forts coups de vent du nord et dont une partie s'échappe vers le large en cascading le long de ces canyons. Plusieurs épisodes de *cascading* y ont été observés [Durrieu de Madron et al., 2005; Béthoux et al., 2002a; Canals et al., 2007]. Le golfe du Lion, d'accès relativement aisé, constitue donc une zone d'étude privilégiée pour l'étude de ce processus. De plus, les apports continentaux et la productivité biologique y sont élevés, dus notamment à la présence du Rhône. L'eau dense cascading le long des canyons vers l'océan profond entraîne par conséquent avec elle des masses importantes de sédiments et de matière organique, influençant le fonctionnement des écosystèmes marins profonds et les caractéristiques géologiques des canyons [Monaco et al., 1990; Béthoux et al., 2002a; Palanques et al., 2006; Gaudin et al., 2006; Heussner et al., 2006; Canals et al., 2007]. L'étude du *cascading*, outre son intérêt en termes d'océanographie physique, est également importante pour mieux comprendre et quantifier ces transferts de matière.

En raison du caractère intermittent du *cascading*, il est difficile de l'observer sur le terrain et surtout de quantifier précisément sa contribution aux échanges entre le plateau et l'océan profond. Des estimations des volumes d'eau et de matière organique transportés vers les zones profondes du golfe du Lion ont néanmoins été effectuées pour les hivers 1998-99 et 2003-04 ainsi que pour la période 1993-2001 par Durrieu de Madron et al. [2005], Béthoux et al. [2002a], Heussner et al. [2006], Pa-

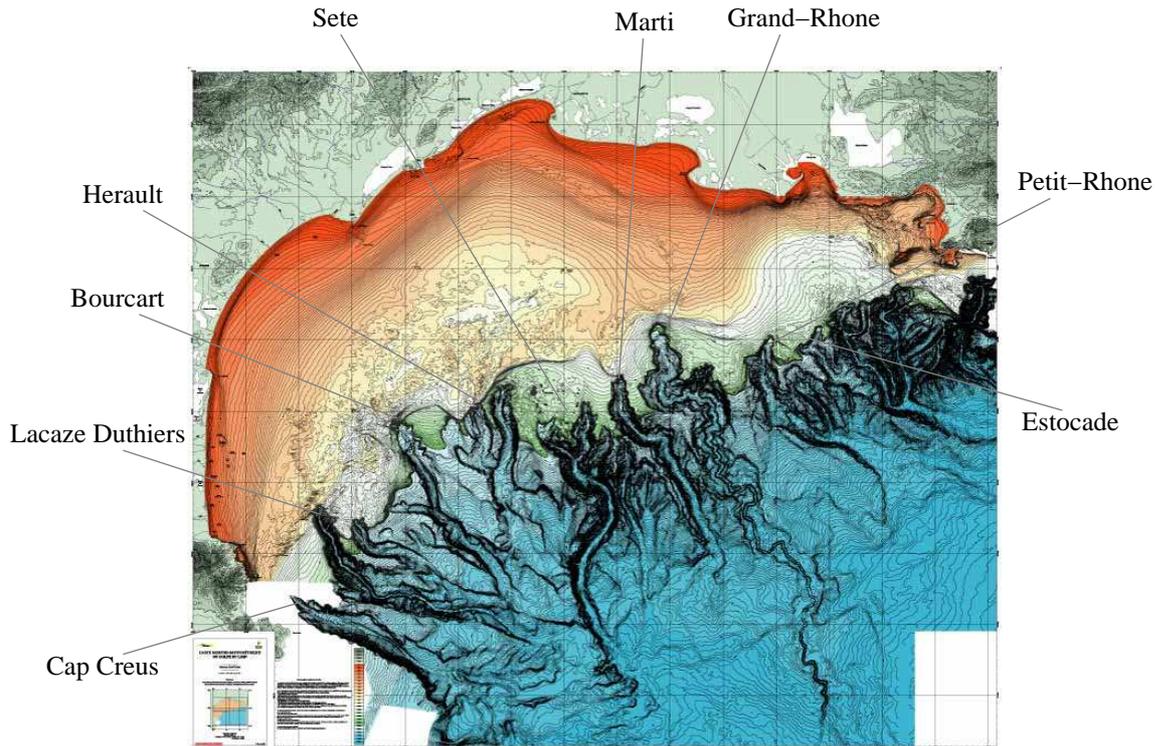


FIG. 2.4 – Carte morpho-bathymétrique du golfe du Lion [Berné *et al.*, 2002] et noms des principaux canyons.

lanques *et al.* [2006] et Canals *et al.* [2007]. La formation d'eau dense étant largement influencée par les conditions atmosphériques, le *cascading* d'eau dense présente une forte variabilité interannuelle [Huthnance, 1995]. Heussner *et al.* [2006] ont réalisé une première étude expérimentale à l'aide de pièges à sédiments et de courantomètres pour étudier la variabilité spatiale, saisonnière et interannuelle du transfert de matière particulaire le long du talus continental. D'après leurs résultats, le *cascading* serait majoritairement responsable de l'exportation de matière particulaire vers les zones profondes, et en expliquerait la variabilité interannuelle. Ces auteurs ont cependant souligné que leurs données ne permettaient pas d'établir de relation causale entre les forçages et la variabilité de ce transfert, et que des études supplémentaires étaient nécessaires.

Outre ces observations, des études de modélisation numérique des épisodes de *cascading* observés lors des hivers 1998-99 et 2004-05 ont été réalisées par Dufau-Julliard *et al.* [2004] et Ulses *et al.* [2008]. Ces travaux ont montré que le modèle utilisé était capable de reproduire correctement les caractéristiques principales de ces épisodes de *cascading*, à savoir les régions de formation d'eau dense, les vitesses de *cascading*, les volumes d'eau dense transportés et l'intermittence du processus. Ce modèle, décrit dans le chapitre 4, peut donc être utilisé pour examiner la variabilité interannuelle du processus de *cascading* et pour quantifier plus précisément les flux d'eau dense et leur variabilité. Ceci permettrait de compléter l'étude de Heussner *et al.* [2006] et d'apporter un premier élément de réponse aux questions soulevées par ces auteurs, ce qui constitue le premier objectif du chapitre 9.

Une autre question de taille au sujet du *cascading* concerne l'influence poten-

tielle du changement climatique sur ce processus. Différentes études de modélisation à long terme de la circulation thermohaline en Méditerranée ont montré que le changement climatique pourrait provoquer un affaiblissement de cette circulation ainsi qu'une réduction de la convection profonde au large et de la formation d'eau dense associée [Thorpe and Bigg, 2000; Bozec, 2006; Somot et al., 2006]. En revanche, son impact potentiel sur un processus régional comme le *cascading* n'a pas encore été examiné. Etant donné la sensibilité de la formation d'eau dense aux conditions météorologiques, on peut s'attendre à ce que le *cascading* soit influencé par le changement climatique, ce qui pourrait avoir des répercussions importantes sur le fonctionnement des écosystèmes profonds et sur la séquestration du carbone. Le second objectif du chapitre 9 est donc d'examiner, d'expliquer et de quantifier la façon dont ce processus pourrait être affecté par le changement climatique, ainsi que de soulever les questions importantes de ce problème.

