



**WWOSC 2014**  
MONTREAL, CANADA

We are entering a new era in technological innovation and in use and integration of different sources of information for improving well-being and the ability to cope with multi-hazards. New predictive tools able to detail weather conditions to neighbourhood level, to provide early warnings a month ahead, and to forecast weather-related impacts such as flooding and energy consumption will be the main outcomes of the next ten years research activities in weather science. A better understanding of small-scale processes and their inherent predictability should go together with a better comprehension of how weather-related information influences decisional processes and with better strategies for communicating this information. Within this perspective, this book is intended to be a valuable resource for anyone dealing with environmental prediction matters, providing new perspectives for planning and guiding future research programmes.

For more information, please contact:  
**World Meteorological Organization**

7 bis, avenue de la Paix – P.O. Box 2300 – CH 1211 Geneva 2 – Switzerland

Communications and Public Affairs Office

Tel.: +41 (0) 22 730 83 14/15 – Fax: +41 (0) 22 730 80 27

E-mail: [cpa@wmo.int](mailto:cpa@wmo.int)

[www.wmo.int](http://www.wmo.int)



## SEAMLESS PREDICTION OF THE EARTH SYSTEM: FROM MINUTES TO MONTHS

JN 15828



**World  
Meteorological  
Organization**  
Weather - Climate - Water  
WMO-No. 1156

**SEAMLESS PREDICTION OF THE EARTH SYSTEM:  
FROM MINUTES TO MONTHS**



$$\frac{\partial q}{\partial t} + J(\psi, q) + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = 0$$

## CHAPTER 9. OCEAN-WAVES-SEA ICE-ATMOSPHERE INTERACTIONS

Stephen E. Belcher, Helene T. Hewitt, Anton Beljaars, Eric Brun, Baylor Fox-Kemper, Jean-François Lemieux, Gregory Smith and Sophie Valcke

### Abstract

Research is beginning to demonstrate that coupling between the atmosphere and other climate systems can improve short-range weather forecasts. Furthermore, as our understanding of the Earth system increases, so the interactions with additional physical processes have become recognized. In this chapter interactions between the atmosphere, the ocean, ocean surface waves, sea ice and snow are analyzed.

### 9.1 INTRODUCTION

Climate modelling and seasonal forecasting have long recognised how interactions between the atmosphere and other elements of the Earth system introduce new long-timescale feedbacks, which provide the potential for predictability on seasonal and longer forecast lead times. Research is beginning to demonstrate that coupling for example between the atmosphere and ocean can improve short-range weather forecasts for example by improving the diurnal cycle. Furthermore, as our understanding of the Earth system increases, so the interactions with additional physical processes have become recognised. For example, over the past 15 years or so there has been a growing recognition of the key role played by ocean surface waves in driving the marine atmospheric boundary layer and in deepening the ocean surface boundary layer. Also, sea ice is obviously important in a changing climate, but has also been shown to play a role in the short range, for example for seasonal forecasting. Coupling amongst Earth system components is also an area that can benefit from the seamless approach, with improvements in climate modelling leading to benefits in weather modelling and vice versa. Finally, there is a move for short-range forecasts to aim to predict a range of environmental variables beyond the traditional weather, for example Arctic Sea ice extent: We are moving from weather prediction towards environmental prediction.

In this chapter, we consider interactions between the atmosphere, the ocean, ocean surface waves, sea ice and snow. Firstly, we identify some physical processes that have recently been identified that require parameterization into large-scale models. What are the new phenomena that are likely to yield improvements to weather and climate prediction? How complicated do the representations of these processes need to be and what kind of coupling is necessary and feasible? With the advent of larger super-computers we also consider some of the benefits of higher temporal and spatial resolution on the coupling between these Earth system processes. Where are the likely big jumps going to come as resolution increases? Finally the technical challenges associated with coupled modelling should not be under-estimated. Universal couplers do exist, but are they adequate and can they be used at the timescales that are required by the underlying physics of the problem? These questions are addressed in this chapter.

### 9.2 OCEAN COUPLING

The ocean plays an important role across the range of timescales from weather to climate variability and change due to its ability to sequester and transport heat and freshwater. On the large scale, the ocean acts to dampen atmospheric variability (e.g. Hasselmann 1976), whereas at the oceanic mesoscale the wind, clouds and precipitation in the atmosphere respond to ocean mesoscale eddies (e.g. Chelton and Xie, 2010, Frenger et al. 2013). So, maritime weather and climate prediction may require oceanic coupling even for short- to medium-range predictions to determine variability at the scale of a hundred or so kilometres. This need is reflected in current research: the importance of including coupling to the ocean has long been recognised in climate modelling and seasonal prediction, particularly in the tropics. Effort is now focussed on the role of ocean coupling at mid-latitudes from weather to seasonal forecasting timescales. With the move to coupled ocean-atmosphere models for prediction on shorter timescales, the priority is moving

towards better understanding, representation and resolution of the rich range of phenomena, from mesoscale, submesoscale through to three dimensional turbulence dynamics, particularly in the ocean, where their role and significance is only just emerging.

At the basin scale, higher-resolution, eddy permitting, ocean models have been shown to substantially improve atmospheric circulation and prediction out to seasonal timescales. For example, in the Atlantic, there is a body of evidence that suggests that ocean surface temperature in the extra-tropical Gulf Stream region could affect large-scale atmospheric circulation near Europe in data (e.g. Ratcliffe and Murray 1970) and in models (Minobe et al. 2008, Brayshaw et al. 2009, Scaife et al. 2011). The higher ocean resolution provides sharper sea surface temperature gradients, which improves the mean state of the atmosphere and blocking statistics (Scaife et al. 2011). There is evidence that the strength of coupling between the atmosphere and ocean within models is weaker than in nature on seasonal time scales (e.g. Rodwell and Folland 2002). The response appears to be sensitive to resolution with the model response reducing as the resolution of the SST gradients is degraded (Minobe et al. 2008), leading to reduced low frequency variability in the atmosphere (Feliks et al. 2011). With these new-generation models skill has started to emerge in seasonal prediction of the winter North Atlantic Oscillation (Scaife et al. 2014), although the predicted signal seems to have a weaker amplitude than in observations (Eade et al. 2014). If it is the case that the strength of the ocean-atmosphere coupling is underestimated, addressing the underlying causes is an important challenge for the future.

At the ocean mesoscale, the ocean imprints patterns upon the atmosphere, and the importance of spatial model resolution can be demonstrated by comparing modelled and observed correlations between Sea Surface Temperature (SST) and wind patterns. The observed correlation between ocean and atmosphere (Chelton and Xie 2010), only starts to appear in coupled ocean-atmosphere models when the ocean resolution reaches  $\sim 1/4$  degree with further improvements as the ocean resolution reaches the ocean mesoscale (e.g. Bryan et al. 2010; McClean et al. 2011; Delworth et al. 2012; Demory et al. 2014).

At finer scales, there are the motions that control evolution of the ocean surface boundary layer (OSBL). For example, Large and Crawford (1995) show evidence of rapid deepening when there is resonance between wind turning in mid-latitude weather systems and inertial oscillations in the OSBL, which maintains the surface wind stress aligned with the surface currents, enables substantial energy and momentum exchange. The physics of the deepening process remains an important parameterization problem (Grant and Belcher, 2011). Jochum et al. (2013) argue that this process should be greatly improved by mesoscale-permitting resolutions. However, there are a host of other phenomena that remain unresolved and will need to be understood and then parameterized. The primary questions of exchange between atmosphere and ocean have generally been modelled using vertical-gradient-only, one-dimensional or "pencil" models of oceanic mixing. This approximation assumes that the horizontal scales of oceanic motion are much larger than the vertical scales and that the oceanic response is slower than the mixing timescale. However, recent research has demonstrated the importance of a new class of motions at the oceanic sub-mesoscale, which have horizontal scales of order 100 m-10 km. These motions have been thought to be a passive continuation of the small end of the mesoscale eddy spectrum, but recent work (e.g. Boccaletti et al. 2007) has shown that dynamics at the sub-mesoscale can behave quite differently from both larger and smaller scales. Many of the structures that inhabit the sub-mesoscale exist predominantly within shallow surface or bottom boundary layers where the stratification is weak and their effective depth is the boundary layer depth. Thus, the effective deformation radius for these flows is much smaller than in the oceanic pycnocline (Boccaletti et al. 2007). Thus, the timescale of the sub-mesoscale motions of fronts (Capet et al. 2008), their interaction with wind (D'Asaro et al. 2011), and their instabilities are fast enough to compete with the diurnal cycle and seasonal changes to the OSBL, systematically affecting both regional and global physical balances (Fox-Kemper et al. 2008, 2011; Thomas and Taylor 2010; Hamlington et al. 2014) and biology (Taylor and Ferrari 2010; Mahadevan et al. 2012). Unlike smaller-scale boundary layer turbulence and related phenomena, these phenomena are fundamentally three-dimensional, depending sensitively on the horizontal gradients of density and other properties, and cannot be represented with pencil models. Complete understanding and reliable parameterization remain important challenges.

It has been recognized for some time that for effective parameterization of air-sea exchange both the cool skin (a very thin layer near the surface less than 1mm thick) and the diurnal warm layer (up to a few meters deep) have to be taken into account. The cool skin layer has negligible heat capacity, but is important for assimilation of remotely sensed observations, and its representation has become a standard component of state-of-the-art air-sea interaction algorithms (Fairall et al. 2003). The amplitude of the diurnal cycle can be up to a few degrees at very low winds, and requires high frequency coupling with the atmosphere. Experience at the European Center for Medium-range Weather Forecast (ECMWF) with a simple bulk approach for the warm layer (Zeng and Beljaars 2005; Takaya et al. 2010) is that it has a modest but positive impact on the Madden Julian Oscillation (MJO) forecasts.

The drive to continuous improvement of forecasts on seasonal and weather timescales is leading towards an enhanced interest in ocean-atmosphere coupling. This brings with it the opportunity of exciting advances in resolution and process parameterization. We have focussed here on ocean processes: to reap many of the benefits will also require improvements in processes and resolution in atmospheric models (dealt with elsewhere in this volume). With the prospect of seamless modelling with the same coupled ocean-atmosphere model being employed over the full range of timescales, there is also the prospect of potential improvements on climate timescales as understanding on the shorter timescales develops.

### 9.3 WAVE COUPLING

The surface gravity waves on the interface between the atmosphere and ocean are being increasingly recognised as critically important in shaping the coupling between the atmosphere and oceanic boundary layers. The roughness of the surface plays a role in air-sea transfer of momentum, gasses, sea-spray aerosols, bubbles, etc. (Cavaleri et al. 2012; Sullivan and McWilliams 2010), and therefore these waves must play a role in coupled modelling. While there are many potential effects of waves on climate and weather (Cavaleri et al. 2012), the ones thought to be most important and currently receiving the most attention are: sea-state effects on drag between the ocean and atmosphere, ocean mixing driven by waves, transport of ocean properties by Stokes drift or Stokes-induced forces, and radiative effects through sea-spray aerosols or droplet/bubble induces air-sea gas transfer.

A key tool in process understanding of these effects is Large Eddy Simulation of either the atmospheric or oceanic boundary layer or both. This class of simulation resolves explicitly the large scale boundary layer turbulence and so removes many of the uncertainties in general circulation models and their boundary layer parameterizations, but difficulties remain. Generally, assumptions are made limiting the kinds of waves that are present, or how and whether they evolve during a simulation, etc. Generally, the equations of motion used are not the Navier-Stokes equations, but rather an approximate set such as the Wave-Averaged Equations (e.g. Lane et al. 2007). Thus, it is critical to continue observations and development of diagnostic techniques in situ, where the consequences of such assumptions can be evaluated (e.g. Fairall et al. 2003; Edson et al. 2007; D'Asaro et al. 2014).

The effects of sea state on momentum to forecasting and climate modelling have been recognised for some time (Janssen, 1989). There remain difficulties at high and low wind speeds over the ocean. At hurricane wind speeds a large fraction of the surface waves are breaking and observations are sparse. In this regime there is a spread between different treatments of wave effects (e.g. Chen et al. 2007; Moon et al. 2007). At low winds there is often remotely generated swell present (Hanley et al. 2010). There is observational and modelling evidence that with low winds and swell the boundary layer turbulence collapses completely (Smedman et al. 1999, Edson et al. 2007, Hanley and Belcher 2008) sometimes with the momentum flux changing sign so that the transfer is from the waves into the atmosphere (Grachev and Fairall 2001). These behaviours are not currently represented in models and the consequences for weather and climate are not known.

Upper ocean boundary layer turbulence and mixing is sensitive to sea state. In the 1930s, Langmuir observed windrows in the ocean, and in the last 15 years the theoretical basis of the substantially increased upper ocean mixing due to enhanced turbulence due to Stokes forces (Langmuir turbulence) and wave breaking has grown, see for example the reviews by Sullivan and McWilliams (2010), Belcher et al. (2012) and D'Asaro (2013). Belcher et al (2012) showed that the effects on the OSBL are likely to have global significance and could help fix the current substantial biases in modelled OSBL depths. Observational evidence for the increased turbulence is beginning to accumulate (Sutherland et al 2014, D'Asaro et al. 2014). Parameterizations of these processes for their representation into weather and climate models are at an early stage of development. And so the wider implications of these wave-driven processes in coupled ocean-atmosphere will need to be an important focus.

The final major wave effect in coupled modeling is the effect of the Stokes forces on the mean momentum balance of the ocean, and thereby on the advection of sea surface temperature and other properties important for weather and climate. The Stokes-Coriolis force and the Stokes-vortex force perturb the ocean momentum balances when waves are present (Polton et al. 2005, Lane et al. 2007). These forces can be substantial due to the large shear in the Stokes drift, and they can exhibit effects on surprisingly wide regions up to the scale of the wave packet (hundreds of kilometres). The Ekman layer, fronts, filaments, and instabilities of those features are all affected (e.g. Polton et al 2005, McWilliams et al. 2012; McWilliams and Fox-Kemper 2013; Hamlington et al. 2014), sometimes at leading order in the momentum balance or at a higher order than other more familiar complexities such as advection of momentum (McWilliams and Fox-Kemper 2013). It is important to recognize that because of these perturbed force balances, the Stokes drift does not simply add to the transport by the ocean currents as early models attempted. Instead, a two-way interaction governs the different flows and their advection properties. The two-way interaction is stronger for smaller-scale phenomena, especially so for sub-mesoscale features and Langmuir turbulence, but it can also affect larger scales. These interactions can be modelled in a coupled atmosphere-ocean-wave model but a full accounting of their effects in a sub-mesoscale-resolving, coupled wave-ocean nonhydrostatic model is still unknown.

It has long been the working assumption that these waves are in equilibrium with the winds, and therefore the wave state, and any other properties that may depend on it, is simply determined from the wind. However, recent global analyses of wave conditions (Hanley et al. 2010; Carrasco et al. 2014; Webb and Fox-Kemper 2011, 2014) show that often waves are not fully developed nor even aligned with the wind. So, the effects of waves on climate variability and weather are distinct from the effects that can be captured from the local wind alone. Consequently, there is a need to couple wave models into weather and climate models. Skill at wave forecasting has improved considerably (e.g. Janssen 2008), and numerical weather prediction benefits from including the sea state are notable at ECMWF and elsewhere.

#### **9.4 SNOW-ATMOSPHERE INTERACTION**

Snow exhibits unique physical properties that vary very rapidly over time and strongly impact the heat and vapour fluxes between the atmospheric boundary layer and the continental surfaces. Snow physical properties contribute to a cooling of the atmospheric boundary layer (Armstrong and Brun 2008): in terms of radiation, snow has a high albedo and a high emissivity; in terms of thermal properties, snow exhibits a very low thermal capacity and conductivity, especially when snow density is low, leading to an almost complete decoupling between the atmosphere and the ground beneath the snow as soon as snow depth is larger than a few tens of centimetres; during the melting period, snow surface temperature remains colder than 0°C. Consequently, for a given meteorological situation, snow surface temperature is colder than any other continental surface, which generally induces a very stable boundary layer. For these reasons, heat fluxes over snow are often poorly simulated in Numerical Weather Prediction and climate modelling systems and large temperature and humidity forecast errors occur frequently (Holstag et al. 2013). Detailed numerical snow models have been developed during the last decades, mainly for snow and avalanche research (Essery and Etchevers 2004). When run in off-line mode from reanalysis, these models represent reasonably well the evolution of snow depth, snow water equivalent,

surface temperature, density, snow grain size and albedo (Brun et al. 2013). Intermediate complexity snow models have been developed to be run within meteorological and climate models. At least 5 numerical snow layers are necessary to correctly simulate snow depth, albedo, temperature and density (results presented at the World Weather Research Programme and The Observing system Research and Predictability Experiment Workshop on Polar Prediction 2013). As snow ages, albedo can be reduced by increasing grain size, as well as exposure of underlying surfaces or the presence of deposited aerosols on the ice. This can lead to a snow-albedo feedback whereby increased warming accelerates the loss of snow, reducing albedo and increasing warming (Bony et al. 2006). Multilayer snow models, which include snow aging and densification (e.g. Best et al. 2011), have been shown to improve the simulation of atmosphere and soil temperatures. Since physical properties of snow differ significantly from other surfaces, the heterogeneity of snow covered surfaces needs to be represented properly, especially in forested areas. A multi-energy balance approach describing explicitly radiation transfers through the canopy is therefore recommended to properly represent soil/snow/vegetation interactions in Numerical Weather Prediction (NWP) systems along with the implementation of intermediate complexity snow models coupled to relatively complex soil models representing freezing processes. The near-real-time initialization of the state of snow characteristics (for example, cover, depth and temperature) raises specific issues. Remote-sensed observations of snow depth are not yet possible while near-real-time snow cover retrievals from optical sensors and snow water equivalent retrievals from micro-wave still suffer from strong deficiencies. In situ snow depth observations are still a key source of snow information in NWP systems but they are unevenly distributed and they suffer from discrepancies in observation practices. In contrast, skin temperature is well observed in clear sky conditions from satellite. Fréville et al. (2014) have demonstrated the high quality of Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) skin temperatures over Antarctica. It is recommended to support the ongoing Global Cryosphere Watch initiative for improving the observation of and the access to near-real-time observations of in situ snow depth. The evaluation of the potential of using off-line near-real-time simulations of snow cover characteristics as an alternate source or a complement to snow observations in NWP systems is strongly encouraged.

## 9.5 SEA ICE-ATMOSPHERE INTERACTION

Sea ice plays an important role at the interface of the ocean and atmosphere; the ocean surface absorbs most of the incoming solar radiation, while the high albedo of sea ice means that it reflects 50-70 % of the incoming solar radiation. In climate change simulations, the differing albedos of ocean and sea ice can lead to a feedback (Winton 2006; Perovich et al. 2007) whereby sea ice melts allowing the ocean to absorb more heat and subsequently melt more ice is an important mechanism in determining the rate of loss of sea ice cover. Aside from its high albedo, sea ice also acts as a blanket to the ocean, reducing the oceanic loss of heat, while the freezing and melting of sea ice leads to salt and freshwater fluxes in the ocean which can drive variations in the large-scale thermohaline circulation.

Historically, the main focus for coupled models including sea ice has been long-term climate simulations. However, with increasing interest in seasonal predictions of Arctic sea ice minima (Merryfield et al. 2013; Peterson et al. 2014) and the potential for routing ships through the Arctic (Stephenson et al. 2011), coupled sea ice simulations from short-range to centennial timescales are now of increasing interest. The Polar Prediction Project (<http://www.polarprediction.net/>) and the Year of Polar Prediction can be anticipated to lead to improvements in the use of coupled models for short-to-medium range forecasting. Given the large seasonal cycle in sea ice, the seamless approach to coupled modelling can be shown to have potential for improving models on all timescales (Hewitt et al. 2015).

In coupled models, the choice has generally been made to use an identical grid for ocean and sea ice components. This is a prudent choice given that 1) the ocean and the ice interact on short timescales and 2) the choice of grids to avoid a singularity on the North Pole (currently focussed around the tripolar grid) is well-suited to both ocean and sea ice. An ongoing debate with sea ice coupling is in determining the most appropriate place for the interface to exchange coupling fields between the sea ice and the atmosphere; most current models place the interface either at the

surface of the sea ice or at the first interior level of the sea ice, with the latter approach similar to the coupling of land surface components described by Best et al. (2004) which allows the sea ice surface temperature to be implicitly calculated with the thermodynamic surface fluxes (e.g. Hewitt et al. 2011). Determining the relative importance of the two approaches is a challenge for the future.

The thermodynamics associated with sea ice is crucial to the interaction with both atmosphere and ocean; multilayer thermodynamics (Bitz and Lipscomb 1999) is generally included in many models (although issues with implicit coupling have led groups to maintain the zero layer thermodynamics). Multilayer sea ice enables the salinity profile to be modelled through the depth of the ice (Vancoppenolle et al. 2006); brine release occurs as ice forms and ice becomes fresher as it ages. There is also ongoing research to represent the ice microstructure and small-scale processes occurring inside the ice cover, such as brine pockets evolution and gravity drainage (Turner et al. 2013) which in turn affect the ice properties (Semtner 1976). State-of-the-art sea ice models typically model sea ice using an ice thickness distribution (Thorndike et al. 1975) so that the ocean surface is effectively tiled with either open water or a sea ice thickness category (where 5 categories are often used for climate modelling following Bitz et al. 2001). One of the advantages of a multi-category sea ice scheme is that it allows thin ice to respond quickly to changes in the surface fluxes. In regions where ocean/sea ice and atmosphere grids are misaligned, conservation of fluxes over so many tiles can be problematic.

To accurately represent the seasonal cycle of ice albedo (for example, as observed in the Surface Heat Budget of the Arctic Ocean project; Perovich et al. 2002), sea ice models need to represent the properties of both snow and meltponds. Prior to the start of the melt season, snow (with its high albedo and low thermal conductivity) can strongly impact the heat balance at the surface. Most of the existing models simulate crudely the evolution of the snow cover; often with only one vertical layer and snow density being fixed in space and in time. Including sophisticated snow models over sea ice (similar to those being employed over land) is a future aspiration for coupled models (Best et al. 2011). During the melt season, as ponds form at the surface, the surface albedo can be significantly smaller than either bare ice or snow covered ice. Keen et al. (2013) showed that this effect was important in the simulation of the long-term thinning of sea ice over the historical period. Many models however, parameterize the effect of melt ponds on the surface albedo by having an albedo that depends on the surface temperature. Given the likely importance of this process, models which explicitly represent the evolution of melt ponds are now being introduced (Flocco et al. 2010). The explicit inclusion of melt ponds is expected to lead to improvements in the simulation of the melt season.

Satellite observations of sea ice velocity gradients reveal that the Arctic sea ice cover is characterized by quasi-rigid plates separated by long narrow zones of large deformations (Kwok et al. 2008). Correctly simulating the deformations of the sea ice cover is crucial as they are very important for atmosphere-sea ice-ocean interactions and for determining the ice mass balance and the ice thickness field on the geophysical scale. When convergence occurs, the ice thickness increases locally due to rafting and ridging. When there is divergence, the sea ice cover opens up and there is formation of a lead. Leads absorb solar radiation in summer and can be the sites of large latent and sensible heat exchanges between the relatively warm polar ocean and the cold atmosphere in winter (Maykut 1978). Most models currently represent the sea ice rheology based on a viscous-plastic formulation (Hibler 1979) using the elastic-viscous-plastic method (Hunke 2001; Lemieux et al. 2012; Bouillon et al. 2013) which assumes that the ice cover is isotropic and can only resist small tensile stresses (Coon et al. 1974) and was developed for models with spatial resolution  $O(100 \text{ km})$ . These assumptions are being called into question in an active debate over sea ice rheology: some authors claim that the Hibler approach cannot represent adequately the statistics of sea ice deformations (Girard et al. 2011) and that a different rheology is required. Different approaches have been proposed such as anisotropic models (Schreyer et al. 2005; Tsamados et al. 2013) and an elasto-brittle rheology (Girard et al. 2011). Much work is needed to evaluate these new developments and the requirements for representing the ice rheology as models move towards higher resolution. Improved numerical algorithms will be required at high resolution to address numerical issues that have been identified with the solvers (e.g. Lemieux et al. 2010; Lipscomb et al. 2007; Lemieux et al. 2014). In addition to the ice rheology, the sails and

keels of pressure ridges are important topographic features that affect the air-ice and ice-ocean stresses. Sea ice models have generally only considered the skin drag and neglected the form drag due to topographic features (e.g. Hibler 1979; Losch et al. 2009) but new air-ice and ice-ocean stress formulations have recently been developed (Lupkes et al. 2013; Tsamados et al. 2014) to address these issues which will require evaluation in coupled models.

Wave-ice interactions is an area of research that needs to be addressed to account for better representing atmosphere-ice-ocean interactions in the marginal ice zone (e.g. Williams et al. 2013). Waves propagating in ice infested waters are damped, with more attenuation for waves with short-wavelength. Waves can in turn affect the sea ice cover in many ways: they can break floes therefore modifying mechanical properties of the ice, increasing lateral melting and impacting the formation of frazil ice. Waves breaking can also potentially alter the surface albedo by depositing sea water at the floe surface.

## 9.6 COUPLING STRATEGIES

In order to build a model from atmosphere/ocean/wave/sea ice components, there are both technical and scientific considerations to take into account. Clearly, given limited computing resources it is important to build an efficient system but these considerations need to be balanced by technical solutions which ensure the scientific integrity of the model in terms of allowing components to interact on the most appropriate timescale and by preserving conservation of freshwater and energy.

Technically the most efficient strategy needs to be determined in terms of how to arrange the components and where to exchange fluxes between the components. For example, in some cases, it may be more efficient to couple components into a single executable and allow coupling to take place on the timescale of the component time step, while in other cases it may be more efficient to allow a coupler to deal with the exchange of data between components. As model resolution increases and further components are added, for example the inclusion of ocean surface waves or ice sheets and ice shelves, it is likely that coupling strategies will also need to be re-examined. Ultimately, weather and climate science needs both flexible and high-performance coupling. Both have become crucial in the last few years as new challenges arise due to the need to couple an increasing number of constituents, to support diverse scientific objectives, and to maintain multiple configurations, with these trends expected to continue in the future.

Coupling technologies link component models together by managing data exchange between components and controlling the execution of the components. The component model data must be re-gridded and passed between the component models whilst respecting constraints such as conservation of physical quantities, stability of the flux exchange numerics, and consistency with physical processes occurring near the component surface. As described by Valcke et al. (2012) there are two common approaches: the “integrated strategy” (for example the Earth System Modeling Framework (<http://www.earthsystemmodeling.org>; Hill et al. 2004), the new coupler at the National Center for Atmospheric Research - CPL7 (Craig et al. 2012), the Flexible Modeling System (<http://www.gfdl.noaa.gov/fms>)), where a driving layer explicitly calls the components and coupling is realised via arguments passed through the component interface which typically involves compiling all constituent models into a single binary and the “multiple executable” approach (e.g. Ocean- Atmosphere-Sea Ice-Soil (OASIS) coupler (<https://verc.enes.org/oasis>; Valcke 2013), OpenPALM ([http://www.cerfacs.fr/globc/PALM\\_WEB/](http://www.cerfacs.fr/globc/PALM_WEB/)), GOSSIP developed by Environment Canada (<http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/science/rpn/>)) where binary independence of the components and synchronization is ensured via specialized communication calls flexibly placed in models with minimal intrusion into the coding architecture. Because they address different needs, both strategies need to be maintained and further developed for the foreseeable future. Besides these two general coupling approaches, other approaches are also emerging, such as the ability to couple components through web services. Indeed, in some cases, when the component models are so different that they should not even be executing on the same platform, heterogeneous computing should be considered. This may be particularly beneficial for integrating models from different communities with different drivers and constraints, for example the land surface or hydrology communities.



Improving scientific productivity will continue to be the main driver for decisions about the future of coupling technologies. Most of the gains in the last decade came from hardware improvement with faster processors, increased memory parallelisation, and faster communication algorithms. However, in order to combine improved performance and reduced power consumption, future platforms are likely to be based on heterogeneous system architectures composed of orders of magnitude more processors, with less and slower memory. Moving into the exascale era will require, for coupling technology as for other software, both finding additional opportunities for parallelism and better overlap of communication with computation.

Collaboration presents opportunities for the geosciences community both in terms of qualitative comparison, or benchmarking, of the performances of the different coupling technologies and in some unifying of the different coupling approaches. An example of an ongoing activity is the Infrastructure for the European Network of Earth System Modeling (IS-ENES2) EU project ([verc.enes.org/ISENES2](http://verc.enes.org/ISENES2)), which is participating in the International Working Committee on Coupling Technologies ([earthsystemcog.org/projects/iwcct/](http://earthsystemcog.org/projects/iwcct/); Valcke and Dunlap 2011; Dunlap et al. 2014). The performance of some coupling tasks, such as generation of interpolation weights, parallel exchange of coupling data, and re-gridding, are easy to compare between the different technologies, while other aspects such as user-friendliness, flexibility or intrusiveness of coupling technologies are less tangible and therefore harder to define and measure. However, the community will benefit from a general assessment of the different coupling technologies. While there are significant barriers to sharing infrastructure, there are potential benefits of unifying coupling approaches, particularly in terms of sharing development costs. The recent merge of OASIS3 and the Modeling Coupling Toolkit (MCT) into OASIS3-MCT is an example of a successful collaboration. There is also on-going research in generative programming, which explores potential ways to unify the different coupling approaches (e.g. BFG; Armstrong et al. 2009). As future partnerships emerge, we expect the geoscience communities to reap the benefits of a new generation of robust, efficient, and high-quality coupling technologies.

## 9.7 CONCLUSIONS

In this chapter we have reviewed some of the emerging themes in the interactions between the atmosphere with oceans, ocean surface waves, snow and sea-ice, and the computational strategies for coupling. Higher model resolution, particularly in the ocean, looks likely to pay dividends. There are tantalising clues that there is greater predictable signal on seasonal timescales from ocean-atmosphere coupling than current models have, and it may be that proper resolution of oceanic mesoscale eddies will help. Sub-mesoscale circulations in the ocean have recently been recognised as playing important roles in re-stratifying the surface layers of the ocean and will need to be parameterized. Ocean waves are now recognised as shaping the structure of the marine atmospheric boundary layer and probably dominate mixing in the ocean surface boundary layer. There is an urgent need therefore to couple wave forecasting models and to properly parameterize the processes driven by the waves. Models of the role of snow on the surface energy balance have improved substantially over the past 10 years, and it is now recognised that multi-layer models are essential to represent the rich range of processes. For Numerical Weather Prediction and seasonal prediction there is a need to initialise snow properties, which drives a need to improve observations of snow cover and depth. We highlighted the need for sea ice models to represent fluxes from the wide range of conditions that occur, such as ageing ice, melt ponds and snow. As we move towards higher model resolution, the representation of ice rheology and wave-ice interactions needs to be addressed. Finally, we reviewed briefly the technical strategies current employed to facilitate coupling between different Earth system components. These technologies will require substantial investment if we are to reap the rewards of exascale computing.

## 9.8 ACKNOWLEDGEMENTS

Stephen Belcher and Helene Hewitt were supported by the Joint UK DECC/Defra Met Office Hadley Centre Climate Programme (GA01101). The authors would like to thank Alex West, Chris Harris and Adam Scaife for useful discussions.

## REFERENCES

- Armstrong, R.L. and E. Brun, 2008: *Snow and climate: physical processes, surface energy exchange and modelling*, Cambridge Univ. Press.
- Armstrong, C.W., R.W. Ford and G.D. Riley, 2009: Coupling integrated earth system model components with BFG2, *Concurrency and Computation: Practice and Experience*, 21: 767-791, doi:10.1002/cpe.1348.
- Belcher, S.E., A.L.M. Grant, K.E. Hanley, B. Fox-Kemper, L. Van Roekel, P.P. Sullivan, W.G. Large, A. Brown, A. Hines, D. Calvert, A. Rutgersson, H. Pettersson, J. Bidlot, P.A.E.M. Janssen J.A. Polton, 2012: A global perspective on mixing in the ocean surface boundary layer. *Geophysical Research Letters* 39: L18605, doi:10.1029/2012GL052932.
- Best, M.J., A. Beljaars, J. Polcher, P. Viterbo, 2004: A proposed structure for coupling tiled surfaces with the planetary boundary layer, *Journal of Hydrometeorology*, 5: 1271-1278.
- Best, M. J., M. Pryor, D.B. Clark, G.G. Rooney, R.L.H Essery, C.B. Ménard, J.M. Edwards, M.A. Hendry, A. Porson, N. Gedney, L.M. Mercado, S. Sitch, E. Blyth, O. Boucher, P.M. Cox, C.S.B. Grimmond and R.J. Harding, 2011: The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description - Part 1: Energy and water fluxes, *Geoscientific Model Development*, 4: 677-699, doi:10.5194/gmd-4-677-2011.
- Bitz, C.M. and W.H. Lipscomb, 1999: An energy-conserving thermodynamic sea ice model for climate study. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 104:15669-15677.
- Bitz, C. M., M. M. Holland, A. J. Weaver, and M. Eby, 2001: Simulating the ice-thickness distribution in a coupled climate model. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 106: 2441-2463.
- Boccaletti, G., R. Ferrari, and B. Fox-Kemper, 2007: Mixed layer instabilities and re-stratification, *Journal of Physical Oceanography*, 37: 2228-2250.
- Bony, S., R. Colman, V.M. Kattsov, R.P. Allan, C.S. Bretherton, J.-L. Dufresne, A. Hall, S. Hallegatte, M.M. Holland, W. Ingram, D.A., Randall, B.J. Soden, G. Tselioudis and M.J. Webb, 2006: How Well Do We Understand and Evaluate Climate Change Feedback Processes?. *Journal of Climate*, 19: 3445-3482. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3819.1>.
- Bouillon, S., T. Fichefet, V. Legat and G. Madec, 2013: The elastic-viscous-plastic method revisited, *Ocean Modelling*, 71: 2-12.
- Brayshaw, D.J., T. Woolings and M. Vellinga, 2009: Tropical and Extratropical responses of the North Atlantic circulation to a sustained weakening of the MOC. *Journal of Climate*, 22: 3146-3155, doi: 10.1175/2008JCLI2594.1.
- Brun, E., V. Vionnet, A. Boone, B. Decharme, Y. Peings, R. Valette, F. Karbou, and S. Morin, 2013: Simulation of northern Eurasian local snow depth, mass, and density using a detailed snowpack model and meteorological reanalyses, *Journal of Hydrometeorology*, 14: 203-219, doi:10.1175/JHM-D-12-012.1.

- Bryan, F.O., R. Tomas, J.M. Dennis, D.B. Chelton, N.G. Loeb and J.L. McClean, 2010: Frontal scale air–sea interaction in high-resolution coupled climate models, *Journal of Climate*, 23: 6277-6291.
- Capet, X., J.C. McWilliams, M.J. Molemaker, and A.F. Shchepetkin, 2008: Mesoscale to sub-mesoscale transition in the California current system. Part II: Frontal processes, *Journal of Physical Oceanography*, 38: 44-64.
- Carrasco, A., A. Semedo, P.E. Isachsen, K.H. Christensen, Ø. Sætra, 2014: Global surface wave drift climate from ERA-40: the contributions from wind-sea and swell, *Ocean Dynamics*, 64:1815-1829.
- Cavaleri, L., B. Fox-Kemper and M.Hemer, 2012: Wind waves in the coupled climate system, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93: 1651-1661.
- Chelton, D. B. and Xie, S.-P., 2010: Coupled ocean-atmosphere interaction at oceanic mesoscales, *Oceanography*, 23(4): 52-69.
- Chen, S.S, W. Zhao, M.A. Donelan, J.F. Price and E.J. Walsh, 2007: The CBLAST-hurricane program and the next-generation fully coupled atmosphere–wave–ocean models for hurricane research and prediction, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88: 311-317.
- Coon, M.D., G.A. Maykut, R.S. Pritchard, D.A. Rothrock and A.S. Thorndike, 1974: Modeling the pack ice as an elastic-plastic material, *AIDJEX Bulletin*, 24: 1-105.
- Craig, A.P., M. Vertenstein, and R. Jacob, 2012: A new flexible coupler for earth system modeling developed for CCSM4 and CESM1, *International Journal of High Performance Computing Applications*, 26: 31-42, doi:10.1177/1094342011428141.
- D'Asaro, E., C. Lee, L. Rainville, R. Harcourt and L. Thomas, 2011: Enhanced turbulence and energy dissipation at ocean fronts, *Science*, 332: 318-322.
- D'Asaro, E., 2013: Turbulence in the upper-ocean mixed layer, *Annual Review of Marine Science*, 6: 101-115.
- D'Asaro, E., J. Thomson, A.Y. Shcherbina, R.R. Harcourt, M.F. Cronin, M.A. Hemer and B. Fox-Kemper, 2014: Quantifying upper ocean turbulence driven by surface waves, *Geophysical Research Letters*, 41:102-107.
- Delworth, T.L., A. Rosati, W. Anderson, A.J. Adcroft, V. Balaji, R. Benson, K. Dixon, S.M. Griffies, H.C. Lee, R.C. Pacanowski, G. A. Vecchi, A. T. Wittenberg, F. Zeng and R. Zhang, 2012: Simulated climate and climate change in the GFDL CM2. 5 high-resolution coupled climate model, *Journal of Climate*, 25: 2755-2781.
- Demory, M.-E., P. L. Vidale, M. J. Roberts, P. Berrisford, J. Strachan, R. Schiemann, M. Mizielinski (2014): The role of horizontal resolution in simulating drivers of the global hydrological cycle. *Climate Dynamics*, 42, 7, 2201-2225, doi: 10.1007/s00382-013-1924-4.
- Dunlap, R., M. Vertenstein, S. Valcke and A. Craig, 2014: Second workshop on coupling technologies for earth system models, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95: ES34-ES38, doi:10.1175/BAMS-D-13-00122.1.
- Eade, R., D. Smith, A. Scaife, E. Wallace, N. Dunstone, L. Hermanson and N. Robinson, 2014: Do seasonal to decadal predictions underestimate the predictability of the real world?, *Geophysical Research Letters*, 41: doi: 10.1002/2014GL061146.

- Edson, J., T. Crawford, J. Crescenti, T. Farrar, N. Frew, G. Gerbi, C. Helmis, T. Hristov, D. Khelif, A. Jessup, H. Jonsson, M. Li, L. Mahrt, W. McGillis, A. Plueddemann, L. Shen, E. Skyllingstad, T. Stanton, P. Sullivan, J. Sun, J. Trowbridge, D. Vickers, S. Wang, Q. Wang, R. Weller, J. Wilkin, A.J.III Williams, D.K.P. Yue, C. Zappa, 2007: The coupled boundary layers and air-sea transfer experiment in low winds, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88: 341-356, doi:10.1175/BAMS-88-3-341.
- Essery, R. and P. Etchevers, 2004: Parameter sensitivity in simulations of snowmelt, *Journal of Geophysical Research*, 109: D20111, doi:10.1029/2004JD005036.
- Fairall, C.W., E.F. Bradley, J.E. Hare, A.A. Grachev, and J.B. Edson, 2003: Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm, *Journal of Climate*, 16: 571-591.
- Feliks, Y., M. Ghil, and A.W. Robertson, 2011: The atmospheric circulation over the North Atlantic as induced by the SST field, *Journal of Climate*, 24: 522-542.
- Flocco, D., D. Feltham and A.K. Turner, 2010: Incorporation of a physically based melt pond scheme into the sea ice component of a climate model, *Journal of Geophysical Research*, 115: C08012, doi:10.1029/2009JC005568.
- Fox-Kemper, B., R. Ferrari and R. Hallberg, 2008: Parameterization of mixed layer eddies. Part I: Theory and diagnosis, *Journal of Physical Oceanography*, 38: 1145-1165.
- Fox-Kemper, B., G. Danabasoglu, R. Ferrari, S.M. Griffies, R.W. Hallberg, M.M. Holland, M.E. Maltrud, S. Peacock and B.L. Samuels, 2011: Parameterization of mixed layer eddies. III: Implementation and impact in global ocean climate simulations, *Ocean Modelling*, 39: 61-78.
- Frenger, I., N. Gruber, R. Knutti, and M. Münnich, 2013: Imprint of southern ocean eddies on winds, clouds and rainfall. *Nature Geoscience*, 6(8): 608-612.
- Fréville, H., E. Brun, G. Picard, N. Tatarinova, L. Arnaud, C. Lanconelli, C. Reijmer and M. Van den Broeke, 2014: Using MODIS land surface temperatures and the Crocus snow model to understand the warm bias of ERA-Interim reanalyses at the surface in Antarctica, *Cryosphere*, 8: 1361-1373.
- Girard, L., S. Bouillon, J. Weiss, D. Amitrano, T. Fichefet, V. Legat, 2011: A new modeling framework for sea-ice mechanics based on elasto-brittle rheology, *Annals of Glaciology*, 52: 123-132.
- Grachev, A. A. and C. W. Fairall, 2001: Upward momentum transfer in the marine boundary layer. *Journal of Physical Oceanography*, 31, 1698-1711.
- Grant, A.L. and S. E. Belcher, 2011: Wind driven mixing below the oceanic mixed layer. *Journal of Physical Oceanography* 41: 1556-1575.
- Hamlington, P.E., L.P. Van Roekel, B. Fox-Kemper, K. Julien and G.P. Chini, 2014: Langmuir-submesoscale interactions: Descriptive analysis of multiscale frontal spindown simulations, *Journal of Physical Oceanography*, 44: 2249-2272.
- Hanley, K.E. and S.E. Belcher, 2008: Wave driven winds in the marine atmospheric boundary layer. *Journal of Atmospheric Sciences*, 65: 2646-2660.
- Hanley, K.E., S.E. Belcher and P. Sullivan, 2010: A global climatology of wind-wave interaction. *Journal of Physical Oceanography*, 40: 1263-1282.
- Hasselmann, K., 1976: Stochastic climate models. Part I: Theory, *Tellus*, 28: 473-485.

- Hewitt, H. T., D. Copsey, I. D. Culverwell, C. M. Harris, R. S. R. Hill, A. B. Keen, A. J. McLaren and E. C. Hunke, 2011: Design and implementation of the infrastructure of HadGEM3: the next-generation Met Office climate modelling system, *Geoscientific Model Development*, 4: 223-253, doi:10.5194/gmd-4-223-2011.
- Hewitt, H. T., J. K. Ridley, A. B. Keen, A. E. West, K. A. Peterson, J. G. L. Rae, S. M. Milton and S. Bacon, 2015: A Seamless Approach to Understanding and Predicting Arctic sea ice in Met Office Modelling systems, *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, accepted.
- Hibler, W.D., 1979: A dynamic thermodynamic sea ice model, *Journal of Physical Oceanography*, 9: 815-846.
- Hill, C., C. DeLuca, V. Balaji, M. Suarez and A. and da Silva, 2004: Architecture of the earth system modeling framework, *Computer Science and Engineering*, 6: 18-28.
- Holtstg, A., G. Svensson, P. Baas, S. Basu, B. Beare, A. Beljaars, F. Bosveld, J. Cuxart, J. Lindvall, G.-J. Steeneveld, M. Tjernström, and B. Van De Wiel, 2013: Stable Atmospheric Boundary Layers and Diurnal Cycles: Challenges for Weather and Climate Models, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94: 1691-1706, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00187.1>
- Hunke, E., 2001: Viscous-plastic sea ice dynamics with the evp model: Linearization issues. *Journal of Computational Physics*, 170: 18-38.
- Janssen, P.A.E.M., 1989: Wave-Induced Stress and the Drag of Air Flow over Sea Waves. *Journal of Physical Oceanography*, 19: 745-754. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1989\)019](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1989)019).
- Janssen, P.A.E.M., 2008: Progress in ocean wave forecasting, *Journal of Computational Physics*, 227: 3572-3594.
- Jochum, M., B.P. Briegleb, G. Danabasoglu, W.G. Large, N.J. Norton, S.R. Jayne, M.H. Alford and F.O. Bryan, 2013: The impact of oceanic near-inertial waves on climate, *Journal of Climate*, 26: 2833-2844.
- Keen, A.B., H.T. Hewitt and J.K. Ridley, 2013: A case study of a modelled episode of low Arctic sea ice, *Climate Dynamics*, 10.1007/s00382-013-1679-y.
- Kwok, R., E.C. Hunke, W. Maslowski, D. Menemenlis and J. Zhang, 2008: Variability of sea ice simulations assessed with RGPS kinematics, *Journal of Geophysical Research*, 113: C11012, doi:10.1029/2008JC004783.
- Lane, E.M., J.M. Restrepo and J.C. McWilliams, 2007: Wave-current interaction: A comparison of radiation-stress and vortex-force representations, *Journal of Physical Oceanography*, 37: 1122-1141.
- Large, W.G. and G.B. Crawford, 1995: Observations and simulations of upper-ocean response to wind events during the Ocean Storms experiment, *Journal of Physical Oceanography*, 25: 2831-2852.
- Lemieux, J.-F., B. Tremblay, J. Sedlacek, P. Tupper, S. Thomas, D. Huard and J.-P. Auclair, 2010: Improving the numerical convergence of viscous-plastic sea ice models with the Jacobian-free Newton Krylov method, *Journal of Computational Physics*, 229: 2840-2852, doi:10.1016/j.jcp.2009.12.011.
- Lemieux, J.-F., D.A. Knoll, B. Tremblay, D. Holland and M. Losch, 2012: A comparison of the Jacobian-free Newton-Krylov method and the EVP model for solving the sea ice momentum equation with a viscous-plastic formulation: A serial algorithm study, *Journal of Computational Physics*, 231: 5926-5944.

- Lemieux, J.-F., D.A. Knoll, M. Losch and C. Girard, 2014: A second-order accurate in time IMplicit-EXplicit (IMEX) integration scheme for sea ice dynamics, *Journal of Computational Physics*, 263: 375-392, doi:10.1016/j.jcp.2014.01.010.
- Lipscomb, W.H., E.C. Hunke, W. Maslowski and J. Jakacki, 2007: Ridging, strength, and stability in high-resolution sea ice models, *Journal of Geophysical Research*, 112: C03S91, doi:10.1029/2005JC003355.
- Losch, M., D. Menemenlis, J.-M. Campin, P. Heimbach and C. Hill, 2009: On the formulation of sea-ice models. Part 1: Effects of different solver implementations and parameterizations, *Ocean Modelling*, 33: 129-144, doi:10.1016/j.ocemod.2009.12.008.
- Lupkes, C., V.M. Gryanik, A. Rosel, G. Birnbaum and L. Kaleschke, 2013: Effect of sea ice morphology during Arctic summer on atmospheric drag coefficients used in climate models, *Geophysical Research Letters*, 40: 1-6, doi:10.1002/grl.50081.
- Mahadevan, A., E. D'Asaro, C. Lee and M.J. Perry, 2012: Eddy-driven stratification initiates North Atlantic spring phytoplankton blooms, *Science*, 337: 54-58.
- Maykut, G.A., 1978: Large-scale heat exchange and ice production in the Central Arctic, *Journal of Geophysical Research*, 87: 7971-7984.
- McClean, J.L., D.C. Bader, F.O. Bryan, M.E. Maltrud, J.M. Dennis, A.A. Mirin, P.W. Jones, Y.Y. Kim, D.P. Ivanova, M. Vertenstein, et al., 2011: A prototype two-decade fully-coupled fine-resolution CCSM simulation, *Ocean Modelling*, 39: 10-30.
- McWilliams, J.C., Restrepo, J. Huckle, J.-H. Liang and P.P. Sullivan, 2012: The wavy Ekman layer: Langmuir circulations, breaking waves, and Reynolds stress. *Journal of Physical Oceanography*, 42: 1793-1816.
- McWilliams, J. C. and Fox-Kemper, B., 2013: Oceanic wave-balanced surface fronts and filaments, *Journal of Fluid Mechanics*, 730: 464-490.
- Merryfield, W.J., W.-S. Lee, W. Wang, M. Chen and A. Kumar, 2013: Multi-system seasonal predictions of Arctic sea ice, *Geophysical Research Letters*, 40: 1551-1556, doi:10.1002/grl.50317.
- Minobe, S., A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, S.-P. Xie and R. J. Small, 2008: Influence of the Gulf Stream on the troposphere, *Nature*, 452: doi:10.1038/nature06690.
- Moon, I.-J., I. Ginis, T. Hara, and B. Thomas, 2007: A physics-based parameterization of air-sea momentum flux at high wind speeds and its impact on hurricane intensity predictions, *Monthly Weather Review*, 135: 2869-2878.
- Perovich, D. K., T. C. Grenfell, B. Light and P.V. Hobbs, 2002: Seasonal evolution of the albedo of multiyear Arctic sea ice, *Geophysical Research Letters*, 107: doi: 10.1029/2000JC00438.
- Perovich, D. K., B. Light, H. Eicken, K. F. Jones, K. Runciman and S. V. Nghiem, 2007: Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979–2005: Attribution and role in the ice-albedo feedback, *Geophysical Research Letters*, 34: L19505, doi:10.1029/2007GL031480.
- Peterson, K.A., A. Arribas, H. T. Hewitt, A. B. Keen, D. J. Lea and A. J. McLaren, 2014: Assessing the forecast skill of Arctic sea ice extent in the GloSea4 seasonal prediction system, *Climate Dynamics*, 44(1-2): 147-162, doi:10.1007/s00382-014-2190-9.
- Picard and W.R. Simpson, 2008: Snow physics as relevant to snow photochemistry, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8: 171-208.

- Pinardi, N., I. Allen, E. Demirov, P. De Mey, G. Korres, A. Las-Caratos, P.-Y. Le Traon, C. Maillard, G. Manzella G. and C. Tziavos, 2003: The Mediterranean ocean forecasting system: first phase of implementation (1998-2001), *Annales Geophysicae.*, 21: 3-20, doi:10.5194/angeo-21-3-2003.
- Polton, J.A., D.M. Lewis and S.E. Belcher, 2005: The role of wave-induced Coriolis-Stokes forcing on the wind-driven mixed layer. *Journal of Physical Oceanography* 35: 444-57.
- Ratcliffe, R.A.S. and R. Murray, 1970: New lag association between North Atlantic sea surface temperature and European pressure applied to long range weather forecasting. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96: 226-246.
- Rodwell, M.R. and C.K. Folland, 2002: Atlantic air-sea interaction and seasonal predictability, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 128: 1413-1443.
- Scaife, A.A., D. Copsey, C. Gordon, C. Harris, T. Hinton, S. Keeley, A. O'Neill, M. Roberts and K. Williams, 2011: Improved Atlantic winter blocking in a climate model, *Geophysical Research Letters*, 38: doi: 10.1029/2011GL049573.
- Scaife A. A., A. Arribas, E. Blockley, A. Brookshaw and co-authors, 2014: Skillful long-range prediction of European and North American winters, *Geophysical Research Letters*, 41: 2514-2519.
- Schreyer, H.L., D.L. Sulsky, L.B. Munday, M.D. Coon and R. Kwok, 2005: Elastic decohesive constitutive model for sea ice, *Journal of Geophysical Research*, 111: C11S26, doi:10.1029/2005JC003334.
- Semtner, A.J., 1976: A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. *Journal of Physical Oceanography*, 6: 379-389.
- Smedman, A.S., U. Högström, H. Bergström, A. Rutgersson, K. K. Kahma, and H. Pettersson, 1999: A case study of air-sea interaction during swell conditions. *Journal of Geophysical Research*, 104: 25 833-25 851.
- Stephenson, S. R., L. C. Smith and J. A. Agnew, 2011: Divergent long-term trajectories of human access to the Arctic, *Nature Climate Change*, 1: 156-160 doi:10.1038/nclimate1120.
- Sullivan P.P. and J.C. McWilliams, 2010: Dynamics of winds and currents coupled to surface waves, *Annual Review of Fluid Mechanics*, 42: 19-42.
- Sutherland, G, K. H. Christensen and B. Ward, 2014: Evaluating Langmuir turbulence parameterizations in the ocean surface boundary layer. *Journal of Geophysical Research*, 119: 1899-1910.
- Taylor, J.R. and R. Ferrari, 2010: Buoyancy and wind-driven convection at mixed layer density fronts, *Journal of Physical Oceanography*, 40: 1222-1242.
- Takaya, Y., J.-R. Bidlot, A. Beljaars and P. Janssen, 2010: Refinements to a prognostic scheme of skin sea surface temperature, *Journal of Geophysical Research*, 115: C06009.
- Thomas L.N. and J.R. Taylor, 2010: Reduction of the usable wind-work on the general circulation by forced symmetric instability, *Geophysical Research Letters*, 37: L18606.
- Thorndike, A.S., D.A. Rothrock, G.A. Maykut and R. Colony, 1975: The thickness distribution of sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 80: 4501-4513.

- Tsamados, M., D. Feltham and A.V. Wilchinsky, 2013: Impact of a new anisotropic rheology on simulations of Arctic sea ice, *Journal of Geophysical Research*, 118: 1-17, doi:10.1029/2012JC007990.
- Tsamados, M., D. Feltham, D. Schroeder and D. Flocco, 2014: Impact of variable atmospheric and oceanic form drag on simulations of Arctic sea ice, *Journal of Physical Oceanography*, 44: 1329-1353, doi:10.1175/JPO-D-13-0215.1.
- Turner, A.K., E.C. Hunke and C. Bitz, 2013: Two modes of gravity drainage: a parameterization for large-scale modeling, *Journal of Geophysical Research*, 118: 2279-2294, doi:10.1002/jgrc.20171.
- Valcke, S. and R. Dunlap, 2011: Report from the workshop "Coupling technologies for earth system modelling: Today and tomorrow", *CLIVAR Exchanges*, 16: 38-39.
- Valcke, S., V. Balaji, A. Craig, C. Deluca, R. Dunlap, R. Ford, R. Jacob, J. Larson, R. O'Kuinghtons, G. Riley and M. Vertenstein, 2012: Coupling technologies for earth system modelling, *Geoscientific Model Development*, 5: 1589-1596, doi:10.5194/gmd-5-1589-2012.
- Valcke, S., 2013: The OASIS3 coupler: a European climate modelling community software, *Geoscientific Model Development*, 6: 373-388, doi:10.5194/gmd-6-373-2013.
- Vancoppenolle, M, T. Fichefet, C.M. Bitz, 2006: Modelling the salinity profile of undeformed Arctic sea ice, *Geophysical Research Letters*, 33: doi: 10.1029/2006GL028342.
- Webb A. and B. Fox-Kemper, 2011: Wave spectral moments and Stokes drift estimation, *Ocean Modelling*, 40: 273-288.
- Webb, A. and B. Fox-Kemper, 2014: Impacts of wave spreading and multidirectional waves on estimating Stokes drift, *Ocean Modelling*, Accepted.
- Williams, T.D., L.G. Bennetts, V.-A. Squire, D. Dumont and L. Bertino, 2013: Wave-ice interactions in the marginal ice zone. Part 1: Theoretical foundations, *Ocean Modelling*, 71: 81-91.
- Winton, M., 2006: Does the Arctic sea ice have a tipping point?, *Geophysical Research Letters*, 33: doi:10.1029/2006GL028017.
- WWRP-THORPEX Workshop on Polar Prediction, 2013: ECMWF, UK, 24-27 June 2013, [http://www.polarprediction.net/fileadmin/user\\_upload/redakteur/Home/Meetings/Final\\_Report\\_WWRP-PPP-YPM-1\\_18July2013.pdf](http://www.polarprediction.net/fileadmin/user_upload/redakteur/Home/Meetings/Final_Report_WWRP-PPP-YPM-1_18July2013.pdf)
- Zeng, X. and A. Beljaars, 2005: A prognostic scheme of sea surface skin temperature for modeling and data assimilation, *Geophysical Research Letters*, 32: L14605.
-



## **CAPÍTULO 9. INTERACCIONES ENTRE EL OCÉANO-LAS ONDAS- EL HIELO MARINO- LA ATMÓSFERA**

Stephen E. Belcher, Anton Beljaars, Eric Brun, Helene T. Hewitt, Baylor Fox-Kemper, Jean-François Lemieux, Gregory Smith y Sophie Valcke

### **Resumen**

Las investigaciones comienzan a demostrar que el acoplamiento entre la atmósfera y otros sistemas climáticos puede mejorar la predicción meteorológica a corto plazo. Además, dado que nuestra comprensión sobre el sistema Tierra mejora se han reconocido las interacciones con procesos físicos adicionales. En el presente capítulo se analizan las interacciones entre la atmósfera, el océano, las ondas superficiales del océano, el hielo marino y la nieve.

### **9.1 INTRODUCCIÓN**

La modelización climática y la predicción estacional llevan tiempo admitiendo cómo las interacciones entre la atmósfera y otros elementos del sistema Tierra proporcionan retroalimentaciones a larga escala de tiempo, lo que facilita la capacidad de predicción meteorológica a corto y largo plazo. Las investigaciones comienzan a demostrar que el acoplamiento entre, por ejemplo, la atmósfera y el océano puede mejorar la predicción meteorológica a corto plazo como puede ser a través del aumento del ciclo diurno. Además, gracias a que nuestra comprensión sobre el sistema Tierra mejora se han reconocido las interacciones con procesos físicos adicionales. Por ejemplo, a lo largo de los últimos 15 años aproximadamente se ha reconocido cada vez más el papel decisivo desempeñado por las ondas superficiales del océano impulsando la capa límite de la atmósfera marina y haciendo más profunda la capa límite superficial del océano. El hielo marino, obviamente, es importante en un clima cambiante, aunque también desempeña un papel a corto plazo, por ejemplo en la predicción meteorológica estacional. El acoplamiento de los componentes del sistema Tierra es un campo que también se puede beneficiar de un enfoque ininterrumpido con mejoras en la modelización climática, lo que supondrá beneficios en la modelización del clima y viceversa. Finalmente, existe una tendencia para la predicción meteorológica a corto plazo cuyo objetivo es predecir una serie de variables ambientales que trascienden la predicción meteorológica tradicional, por ejemplo, la superficie del hielo marino en el Ártico: abandonamos la predicción meteorológica para centrarnos en la predicción medioambiental.

En este capítulo estudiamos las interacciones entre la atmósfera, el océano, las ondas superficiales del océano, el hielo marino y la nieve. En primer lugar, nos referimos a ciertos procesos físicos que se han identificado recientemente y que requieren una parametrización en modelos a gran escala. ¿Cuáles son los nuevos fenómenos que probablemente ofrecerán una mejora en la predicción meteorológica y climática? ¿Cuán complicadas han de ser las representaciones de dichos procesos y qué tipo de acoplamiento es necesario y factible? Con la aparición de superordenadores más potentes también consideramos algunos de los beneficios obtenidos gracias a una mayor resolución temporal y espacial en el acoplamiento entre dichos procesos y el sistema Tierra. ¿Dónde se producirán los progresos importantes cuándo aumente la resolución? Por último, no se deben subestimar los problemas técnicos asociados a la modelización acoplada. Existen acoplamientos universales pero ¿son apropiados y pueden utilizarse en las escalas de tiempo requeridas por la física subyacente del problema? Estas preguntas se abordan en este capítulo.

### **9.2 ACOPLAMIENTO DEL OCÉANO**

El océano desempeña un papel significativo en todas las amplitudes de las escalas temporales desde la meteorología hasta la variabilidad del clima y el cambio climático debido a su habilidad para secuestrar y transportar el calor y el agua dulce. A gran escala, el océano actúa para mitigar la variabilidad atmosférica (p.ej. Hasselmann 1976), mientras que en la mesoescala oceánica el

viento, las nubes y la precipitación en la atmósfera responden a las vorticidades mesoescalares oceánicas (p.ej. Chelton y Xie 2010, Frenger y otros 2013). De este modo, el clima marítimo y la predicción climática pueden requerir el acoplamiento oceánico incluso por un periodo que varía desde las predicciones a corto hasta medio plazo para determinar la variabilidad en una escala de aproximadamente cien kilómetros. Esta necesidad se ve reflejada en la investigación actual: la importancia de incluir el acoplamiento del océano se lleva tiempo admitiendo en la modelización del clima y en la predicción estacional, principalmente en los trópicos. En la actualidad, los esfuerzos se centran en el papel del acoplamiento oceánico en las latitudes medias en escalas temporales desde la meteorología hasta la predicción estacional. Con esta tendencia hacia modelos acoplados atmósfera-océano para la predicción en escalas temporales menores, la prioridad tiende hacia una mejor comprensión, representación y resolución de una gran serie de fenómenos desde la mesoescala, la submesoescala a través de la dinámica tridimensional de la turbulencia, en concreto en el océano, donde su papel y transcendencia no ha hecho más que despuntar.

Se ha demostrado a escala de cuencas que los modelos oceánicos de mayor resolución y que permiten las vorticidades han mejorado de manera sustancial la circulación atmosférica y la predicción estacional. Por ejemplo, en el Atlántico, existen una serie de indicios que sugieren que la temperatura de la superficie oceánica en la región extratropical de la Corriente del Golfo puede afectar a la circulación atmosférica a larga escala cerca de Europa según los datos (p.ej. Ratcliffe y Murray 1970) y los modelos (Minobe y otros 2008, Brayshaw y otros 2009, Scaife y otros 2011). Una mayor resolución oceánica proporciona un gradiente de la temperatura de la superficie marítima más nítida, lo que mejora el estado medio de la atmósfera y de las estadísticas de bloqueo (Scaife y otros 2011). Existen indicios que demuestran que la intensidad del acoplamiento atmósfera-océano en los modelos es más débil que su naturaleza en las escalas temporales estacionales (p.ej. Rodwell y Folland 2002). La respuesta parece ser sensible a la resolución con el modelo de respuesta reducido mientras se degrada la resolución de los gradientes de la temperatura de la superficie del mar (Minobe y otros 2008), lo que conlleva a reducir la variabilidad de baja frecuencia en la atmósfera (Feliks y otros 2011). Con estos nuevos modelos de nueva generación, ha aparecido el acierto en la predicción estacional durante el invierno en la Oscilación del Atlántico Norte (Scaife y otros 2014) aunque la señal pronosticada parece tener un amplitud mucho más débil que en las observaciones (Eade y otros 2014). De ser así, si se subestima la intensidad del acoplamiento atmósfera-océano, señalar las causas subyacentes es un desafío importante de cara al futuro.

En la mesoescala oceánica, la configuración de las huellas dejadas por el océano en la atmósfera y la importancia del modelo de resolución espacial se pueden demostrar comparando las correlaciones modelizadas y observadas entre la temperatura de la superficie del mar y la configuración del viento. La correlación observada entre el océano y la atmósfera (Chelton y Xie 2010), solo comienza a presentarse en los modelos de acoplamiento océano-atmósfera cuando la resolución oceánica alcanza  $\sim 1/4$  grado con nuevas mejoras cuando la resolución oceánica alcanza la mesoescala oceánica (p.ej. Bryan y otros 2010, McClean y otros 2011, Delworth y otros 2012, Demory y otros 2014).

En escalas mucho más finas, existen movimientos que controlan la evolución de la capa límite superficial del océano. Por ejemplo, Large y Crawford (1995) presentan indicios de una profundización rápida cuando se produce una resonancia entre una inflexión del viento en los sistemas meteorológicos de latitudes medias y las oscilaciones inerciales en la capa límite superficial del océano, que mantiene la superficie de la fuerza del viento alineada con las corrientes de superficie, permitiendo la energía suficiente y la transferencia del momento. La física del proceso de profundización persiste como un problema de parametrización importante (Grant y Belcher 2011). Jochum y otros (2013) argumentan que este proceso podría mejorar sobremanera a través de mesoescalas que permitan resoluciones. Sin embargo, existen un sinnúmero de otros fenómenos todavía sin resolver cuya comprensión es necesaria para luego parametrizarlos. Las cuestiones principales del intercambio entre la atmósfera y el océano se han modelizado, por lo general, empleando modelos oceánicos unidimensionales de gradiente vertical únicamente. Esta

aproximación asume que las escalas horizontales del movimiento del océano son mucho más grandes que las escalas verticales y que la respuesta oceánica es más lenta que la escala de tiempo de mezcla. Sin embargo, una investigación reciente ha demostrado la importancia de un nuevo tipo de movimientos en la submesoescala oceánica, que tienen escalas horizontales de orden 100 metros – 10 kilómetros. Se cree que estos movimientos son una continuación pasiva del final pequeño del espectro de una vorticidad de mesoescala, pero un último estudio (p.ej. Boccaletti y otros 2007) demuestra que la dinámica en la submesoescala puede comportarse un poco diferente respecto a las grandes y pequeñas escalas. Muchas de las estructuras que habitan en la submesoescala subsisten en su mayoría en una superficie poco profunda o en la parte inferior de la capa límite donde la estratificación es débil y la profundidad real es la profundidad de la capa límite. De este modo, el radio de deformación real para estos flujos es mucho menor que en la pycnoclina oceánica (Boccaletti y otros 2007). Por eso, la escala de tiempo de los movimientos de los frentes de la submesoescala ( Capet y otros 2008), su interacción con el viento (D'Asaro y otros 2011) y, sus inestabilidades son suficientemente rápidas como para completar el ciclo diurno y los cambios estacionales de la capa límite superficial del océano afectando de manera sistemática tanto al equilibrio físico regional como al mundial (Fox-Kemper y otros 2008, 2011, Thomas y Taylor 2010, Hamlington y otros 2014) y a la biología (Taylor y Ferrari 2010, Mahadevan y otros 2012). A diferencia de la capa límite turbulenta de pequeña escala y los fenómenos conexos, estos fenómenos son, básicamente, tridimensionales, dependiendo sensiblemente de los gradientes horizontales de densidad y otras propiedades y, no pueden representarse empleando modelos unidimensionales de gradiente vertical únicamente. La comprensión absoluta y la parametrización fiable continúan siendo desafíos importantes.

Desde hace algún tiempo se lleva reconociendo que para una parametrización eficaz del intercambio aire-mar se deben tomar en consideración tanto la capa fresca (una capa muy fina cerca de la superficie de menos de 1 milímetro de grosor) como la capa templada diurna (a unos cuantos metros de profundidad). La capa de la capa fresca tiene una capacidad térmica insignificante pero es importante para la asimilación de las observaciones por teledetección y, su representación se ha convertido en un componente habitual en la interacción aire-mar de algoritmos de última generación (Fairall y otros 2003). La magnitud del ciclo diurno puede llegar a unos cuantos grados en los vientos de poca velocidad y, requiere un acoplamiento de alta frecuencia con la atmósfera. La experiencia del Centro europeo de predicción meteorológica a medio plazo (CEPMMP) con un simple acercamiento en bloque a la capa templada tuvo un impacto modesto pero positivo en los pronósticos en la Oscilación Madden-Julian (Zeng y Beljaars 2005, Takaya y otros 2010).

El afán de una mejora continuada en los pronósticos de las predicciones estacionales y climáticas lleva a un creciente interés en el acoplamiento océano-atmósfera. Esto proporciona la oportunidad de avances fascinantes en la resolución y el proceso de parametrización. Nos hemos centrado en los procesos oceánicos pero para aprovechar muchos de los beneficios también se requieren mejoras en los procesos y la resolución de los modelos atmosféricos (tratados en otro capítulo en este volumen). Con la perspectiva de una modelización sin discontinuidades con el mismo modelo de acoplamiento océano-atmósfera empleado en toda la gama de escalas temporales, también existe la perspectiva de posibles mejoras en las escalas temporales climáticas mientras se comprende cómo se desarrollan las escalas a corto plazo.

### **9.3 ACOPLAMIENTO DE ONDAS**

Las ondas superficiales de gravedad en la interfaz entre la atmósfera y el océano son consideradas cada vez más de mayor importancia a la hora de configurar el acoplamiento entre las capas límite de la atmósfera y el océano. La rugosidad de la superficie tiene su cometido en la transferencia de momento, gases, aerosoles de espuma de mar, burbujas, etc. de la atmósfera al mar (Cavaleri y otros 2012, Sullivan y McWilliams 2010) y, por lo tanto dichas ondas deben desempeñar un papel en el modelo de acoplamiento. Aunque existan muchos efectos potenciales de las ondas en el clima y la meteorología (Cavaleri y otros 2012), los que se consideran más importantes y que reciben mayor atención son: los efectos del estado del mar en el arrastre entre

el océano y la atmósfera, la mezcla oceánica realizada por las ondas, el transporte de propiedades del océano a través de la corriente de deriva de Stokes o las fuerzas inducidas de Stokes y, los efectos radiativos a través de aerosoles de espuma de mar o gotículas/burbujas que inducen la transferencia de gas aire-mar.

Una herramienta clave en el proceso de comprensión de estos efectos es la Simulación de Grandes Vorticidades de la capa límite atmosférica u oceánica o de ambas. Este tipo de simulación proporciona una solución clara a la capa límite turbulenta de gran escala, por lo que elimina muchas de las incertidumbres en los modelos de circulación generales y en la parametrización de su capa límite, pero las dificultades prevalecen. Por lo general, los supuestos se originan al limitar los tipos de ondas presentes o cómo y si evolucionan durante la simulación, etc. En general, las ecuaciones de movimiento empleadas no son las ecuaciones de Navier-Stokes sino una aproximación como son las Ecuaciones de promedio de onda (p.ej. Lane y otros 2007). Por eso es crucial continuar con las observaciones y el desarrollo de técnicas de diagnóstico in situ, en las que se pueden evaluar las consecuencias de dichos supuestos (p.ej. Fairall y otros 2003, Edson y otros 2007, D'Asaro y otros 2014).

Los efectos del estado del mar para impulsar la modelización climatológica y meteorológica ya se han reconocido (Janssen, 1989). Todavía persisten las dificultades en las altas y bajas velocidades del viento en el océano. Cuando acontece la velocidad del viento huracanado una parte importante de la superficie de las ondas se rompe y las observaciones son escasas. En este régimen existe una dispersión entre los diferentes tratamientos de los efectos de las ondas (p.ej. Chen y otros 2007, Moon y otros 2007). En los vientos de velocidad baja a menudo se genera de manera remota oleaje (Hanley y otros 2010). Existen pruebas de observación y modelización que con vientos de velocidad baja y oleaje se colapsa totalmente la capa límite turbulenta (Smedman y otros 1999, Edson y otros 2007, Hanley y Belcher 2008) a veces con la señal de cambio de flujo de momento por lo que la transferencia se produce desde las ondas hasta la atmósfera (Grachev y Fairall 2001). Actualmente, estos comportamientos no se representan en modelos y no se conocen las consecuencias meteorológicas ni climáticas.

La capa límite turbulenta de la parte superior del océano y la mezcla son susceptibles al estado del mar. En la década de 1930, Langmuir observó marcas en el océano y en los últimos 15 años, la base teórica de lo sustancial aumentó en lo referente a la mezcla de la capa superior del océano causada por el aumento de las turbulencias debido a las fuerzas de Stokes (turbulencia de Langmuir) y, las ondas rompientes han aumentado, véanse por ejemplo los estudios de Sullivan y McWilliams (2010), Belcher y otros (2012) y D'Asaro (2013). Belcher y otros (2012) demuestran que los efectos en la capa límite superficial del océano pueden tener probablemente importancia mundial y pueden ayudar a reparar los errores de peso actuales en la modelización de la profundidad de la capa límite superficial del océano. Las pruebas de observación sobre el aumento de la turbulencia empiezan a acumularse (Sutherland y otros 2014, D'Asaro y otros 2014). La parametrización de estos procesos para su representación en los modelos meteorológicos y climáticos se encuentra en una primera fase de desarrollo. De este modo, el mayor alcance de dichos procesos producidos por las ondas en acoplamiento con el océano-atmósfera devendrá un elemento importante.

El efecto final de la onda más grande en una modelización acoplada es el resultado de las fuerzas de Stokes en el balance del momento del océano y, de ese modo en la advección de la temperatura de la superficie del mar y otras propiedades importantes para la meteorología y el clima. La fuerza Stokes-Coriolis y la fuerza del vértice de Stokes perturban el balance del momento del océano cuando hay ondas presentes (Polton y otros 2005, Lane y otros 2007). Dichas fuerzas pueden ser importantes debido al gran corte de la corriente de deriva de Stokes y pueden mostrar efectos, sorprendentemente, en zonas muy amplias en las escalas del paquete de ondas (cientos de kilómetros). La capa de Ekman, los frentes, los filamentos y las inestabilidades de dichos rasgos se ven afectados (p.ej. Polton y otros 2005, McWilliams y otros 2012, McWilliams y Fox-Kemper 2013, Hamlington y otros 2014), a veces al liderar el orden del balance del momento o en un orden más alto que otras complejidades más familiares como la advección

del balance del momento (McWilliams y Fox-Kemper 2013). Es importante reconocer que a causa de estos balances de fuerzas perturbadas, la corriente de deriva de Stokes no solo se añade al transporte realizado por las corrientes oceánicas como los primeros modelos anunciaban. En su lugar, una interacción bidireccional gobierna los diferentes flujos y sus propiedades de advección. La interacción bidireccional es más fuerte en los fenómenos a menor escala, en especial para los rasgos de las submesoescala y la turbulencia de Langmuir, pero también puede tener efectos a gran escala. Estas interacciones pueden ser modelizadas en un modelo acoplado atmósfera-océano-onda pero no se obtendrá una estimación completa de sus efectos en un modelo no hidrostático acoplado onda-océano que resuelve la submesoescala.

Durante mucho tiempo la hipótesis de trabajo ha sido que estas ondas están en equilibrio con los vientos y, por lo tanto el estado de las ondas y otras propiedades que puedan depender de esto, vienen simplemente determinadas por el viento. Sin embargo, análisis más recientes sobre las condiciones de las ondas (Hanley y otros 2010, Carrasco y otros 2014, Webb y Fox-Kemper 2011, 2014) demuestran que a menudo las ondas no están del todo desarrolladas y ni si quiera se encuentran alineadas con el viento. De este modo, los efectos de las ondas en la variabilidad climática y meteorología son distintos a los efectos que se pueden recoger del viento local aislado. Por consiguiente, existe una necesidad de acoplar los modelos de ondas a los modelos meteorológicos y climáticos. El acierto en la predicción de las ondas ha mejorado considerablemente (p.ej. Jansen 2008) y, la predicción numérica del tiempo se beneficia de la inclusión del estado del mar, a destacar el CEPMP u otras instituciones.

#### 9.4. INTERACCIÓN NIEVE-ATMÓSFERA

La nieve presenta propiedades físicas únicas que varían rápidamente con el paso del tiempo y que repercuten notablemente en los flujos de calor y vapor existentes entre la capa límite atmosférica y la superficie continental. Las propiedades físicas de la nieve contribuyen al enfriamiento de la capa límite atmosférica (Armstrong y Brun, 2008): en cuanto a radiación, la nieve tiene un alto albedo y una alta emisividad; en cuanto a propiedades térmicas, la nieve presenta una capacidad térmica y de conductividad muy reducidas, en particular cuando la densidad de nieve es baja, lo que provoca una separación casi completa entre la atmósfera y el suelo que se encuentra bajo la nieve, siempre que la profundidad de la nieve sea mayor a unas decenas de centímetros. Durante el período de deshielo, la temperatura de la superficie de la nieve se mantiene inferior a 0° C. Por consiguiente, en una determinada situación meteorológica, la temperatura de la superficie de la nieve es inferior a cualquier otra superficie continental, lo que generalmente produce una capa límite muy estable. Por todos estos motivos, los flujos de calor sobre la nieve se simulan frecuentemente de manera muy deficiente en la predicción numérica del tiempo y en los sistemas de modelo climáticos, de modo que se producen errores graves de manera frecuente en el pronóstico de temperatura y humedad (Holstag y otros, 2013).

En las últimas décadas se han elaborado modelos de nieve numéricos detallados, principalmente para investigación sobre nieve y avalanchas (Essery y Etchevers, 2004). Cuando estos modelos funcionan en modo fuera de línea desde reanálisis, representan de manera razonablemente buena la evolución de la profundidad de la nieve, el equivalente en agua de la nieve, la temperatura de la superficie, la densidad, el tamaño de la cinarra y el albedo (Brun y otros, 2013). Se han elaborado modelos de nieve de complejidad intermedia para aplicarlos a modelos climáticos y meteorológicos. Se necesitan al menos cinco capas de nieve numéricas para simular de manera correcta la profundidad de la nieve, el albedo, la temperatura y la densidad (resultados presentados en el Programa Mundial de Investigación Meteorológica y el Taller sobre predicción polar en 2013 del Experimento de investigación y predecibilidad de los sistemas de observación). A medida que pasa el tiempo, el albedo de la nieve puede reducirse si aumenta el tamaño la cinarra, así como la exposición de superficies subyacentes o la presencia de aerosoles depositados en el hielo. Esto puede dar lugar a una retroalimentación nieve-albedo por la que el mayor calentamiento acelera la pérdida de nieve, lo que reduce el albedo e incrementa el calentamiento (Bony y otros, 2006). Se han presentado modelos de nieve multicapas, donde se incluyen el paso del tiempo sobre la nieve y la densificación de la misma (por ejemplo, Best y

otros, 2011) para mejorar la simulación de las temperaturas de la atmósfera y del suelo. Al diferenciarse las propiedades físicas de la nieve de aquellas de otras superficies, la heterogeneidad de superficies cubiertas de nieve necesita representarse de manera adecuada, especialmente en zonas de bosques. De este modo, se recomienda un enfoque de balance multienergía que describa explícitamente las transferencias de radiación a través de la cubierta forestal para representar adecuadamente interacciones de suelo, nieve y vegetación en los sistemas de predicción numérica del tiempo, así como la aplicación de modelos de nieve de complejidad intermedia acoplados a modelos de suelo relativamente complejos que representen procesos de congelación.

La inicialización a tiempo casi real del estado de las características de la nieve (como cobertura, profundidad y temperatura) alcanza problemas específicos. Las observaciones por teledetección de la profundidad de la nieve no son posibles aún debido a que las recuperaciones del manto de nieve a tiempo casi real por sensores ópticos y recuperaciones equivalentes en agua de la nieve por microondas presentan grandes deficiencias. Las observaciones de la profundidad de la nieve in situ representan aún una fuente clave de información en los sistemas de predicción numérica del tiempo, pero se distribuyen de modo irregular y presentan discrepancias en las prácticas de observación. Por el contrario, la temperatura pelicular se observa bien en condiciones de cielo despejado desde satélites. Fréville y otros (2014) han demostrado la gran calidad de las temperaturas peliculares de espectroradiómetro de formación de imágenes de resolución moderada (MODIS) sobre la Antártica. Se recomienda apoyar la actual iniciativa de Vigilancia de la Criosfera Global para mejorar la observación y el acceso a observaciones in situ a tiempo casi real de la profundidad de la nieve. Se alienta encarecidamente la evaluación del potencial de usar simulaciones a tiempo casi real fuera de línea de las características del manto de nieve como una fuente alterna o un complemento a observaciones de la nieve en sistemas de predicción numérica del tiempo.

## 9.5. INTERACCIÓN HIELO MARINO-ATMÓSFERA

El hielo marino desempeña una función importante en la interfaz entre el océano y la atmósfera. La superficie del océano absorbe la mayor parte de la radiación solar entrante, mientras que el alto albedo del hielo marino indica que este último refleja el 50-70% de la radiación solar entrante. En simulaciones de cambio climático, los diferentes albedos del océano y del hielo marino pueden provocar una retroalimentación (Winton, 2006; Perovich y otros, 2007) por la que el hielo marino se derrite, lo que permite al océano absorber más calor, y por ello el deshielo es un mecanismo importante para determinar el volumen de pérdida de cubierta de hielo marino. Aparte de su alto albedo, el hielo marino también actúa como una capa para el océano, que reduce la pérdida de calor del océano, mientras que la congelación y el deshielo marino provocan flujos de sal y agua dulce en el océano que pueden producir variaciones en la circulación termohalina a gran escala.

A lo largo de la historia, los modelos acoplados que incluyen hielo marino se han basado principalmente en simulaciones de clima a largo plazo. Sin embargo, con un interés cada vez mayor en predicciones estacionales de extensiones mínimas de hielo marino del mar Ártico (Merryfield y otros, 2013; Peterson y otros, 2014) y el potencial para enviar embarcaciones por el Ártico (Stephenson y otros, 2011), aumenta el interés por simulaciones acopladas de hielo marino desde escalas de tiempo a corto plazo hasta escalas de tiempo centenarias. El Proyecto de predicción polar (<http://www.polarprediction.net/>) y el Año de la predicción polar se pueden anticipar para conseguir mejoras en el uso de modelos acoplados para predicción de alcance corto a medio. Dado el gran ciclo estacional en el hielo marino, se puede mostrar el alcance perfecto para modelos acoplados con el fin de conseguir potencial para mejorar modelos a todas las escalas (Hewitt y otros, 2015).

En modelos acoplados, la elección se ha realizado por lo general para usar una retícula idéntica para componentes del océano y del hielo marino. Es una elección prudente dado que: 1) el océano y el hielo interactúan en cortas escalas de tiempo y 2) la elección de retículas para evitar una singularidad en el Polo norte (actualmente centrado en la retícula tripolar) se adapta

bien tanto al océano como al hielo marino. Existe un debate en curso en relación al acoplamiento del hielo marino con respecto a determinar el lugar más apropiado de la interfaz para intercambiar campos acoplados entre el hielo marino y la atmósfera. Los modelos más actuales sitúan esta interfaz bien en la superficie del hielo marino, bien en el primer nivel interior del mismo, de manera que se establece un enfoque similar al acoplamiento de componentes de la superficie de la tierra descritos por Best y otros (2004), que permite que la temperatura de la superficie del hielo marino se calcule implícitamente por los flujos de superficie termodinámicos (por ejemplo, Hewitt y otros, 2011). Determinar la importancia relativa de los dos enfoques es un desafío para el futuro.

La termodinámica asociada con hielo marino es crucial para la interacción con la atmósfera y el océano. La termodinámica basada en modelos multicapas (Bitz y Lipscomb 1999) se incluye por lo general en muchos modelos (a pesar de que problemas con acoplamiento implícito han llevado a los grupos a mantener la termodinámica basada en modelos de cero capas). El hielo marino multicapas facilita que el perfil de salinidad se modele a través de la profundidad del hielo (Vancoppenolle y otros, 2006); se produce una liberación de salmuera cuando se forma el hielo y este se mantiene más fresco cuanto más tiempo pasa. También existe una investigación en curso para representar la microestructura del hielo y los procesos a pequeña escala que ocurren dentro de la cubierta del hielo, tales como la evolución de bolsas/bolsillos/cavidades de salmuera y el drenaje por gravedad (Turner y otros, 2013) que, a su vez, afectan a las propiedades del hielo (Semtner, 1976). Los modelos de hielo marino más recientes normalmente modelan hielo marino empleando una distribución de espesor de hielo (Thorndike y otros, 1975) de modo que la superficie del océano se reviste cubre en forma de mosaico bien con agua libre o bien con una categoría de espesor de hielo marino (se suelen emplear cinco categorías para modelos climáticos de acuerdo con Bitz y otros, 2001). Una de las ventajas de un plan de hielo marino multicategoría es que facilita que el hielo delgado responda rápidamente a los cambios en los flujos de la superficie. En las zonas donde las retículas de hielo marino/océano y de la atmósfera se desalinean, la conservación de flujos por encima de muchas capas puede ser problemática.

Para representar de manera adecuada el ciclo estacional de albedo de hielo (como se observa en el proyecto Surface Heat Budget of the Arctic Ocean; Perovich y otros, 2002), los modelos de hielo marino necesitan representar las propiedades de la nieve y de estanques de deshielo. Antes del comienzo de la estación del deshielo, la nieve (junto con su alto albedo y una conductividad térmica baja) puede repercutir fuertemente en el balance térmico sobre la superficie. La mayor parte de los modelos existentes simulan de manera poco aproximada la evolución del manto de nieve, a menudo con una simple capa vertical y densidad de nieve fijadas en el espacio y tiempo. Incluir modelos de nieve sofisticados sobre el hielo marino (similar a los que se emplean sobre la tierra) es una aspiración para el futuro para los modelos acoplados (Best y otros, 2011). Durante la estación del deshielo se forman estanques en la superficie y el albedo de la superficie puede ser significativamente menor que incluso el hielo desnudo o el hielo cubierto de nieve. Keen y otros (2013) mostraron que este efecto era importante en la simulación de disminución a largo plazo de hielo marino a lo largo del período histórico. Sin embargo, muchos modelos parametrizan el efecto de estanques de deshielo sobre la superficie del albedo mediante un albedo que depende de la temperatura de la superficie. Dada la importancia de este proceso, se están introduciendo modelos que representan explícitamente la evolución de estanques de deshielo (Flocco y otros, 2010). Se espera que la inclusión explícita de estanques de deshielo conduzca hacia mejoras en la simulación de la estación de deshielo.

Observaciones satelitales de gradientes de velocidad de hielo marino revelan que la cubierta de hielo del mar Ártico se caracteriza por placas casi rígidas separadas por prolongadas zonas estrechas de grandes deformaciones (Kwok y otros, 2008). Simular de manera correcta las deformaciones de la cubierta de hielo marino es determinante, habida cuenta que son muy importantes para la interacción atmósfera-hielo marino-océano y para determinar el balance de la masa de hielo y el campo de espesor de hielo en la escala geofísica. Cuando se origina una convergencia, el espesor incrementa localmente debido al sobreescurrecimiento y el acordonamiento. Cuando se origina una divergencia, la cubierta de hielo se abre y se forma un canal. Los canales absorben la radiación solar en verano y pueden ser zonas de grandes cambios

de calor latente y calor sensible entre el relativo océano polar caliente y la atmósfera fría en invierno (Maykut, 1978). La mayoría de los modelos actualmente representan la reología del hielo marino basada en una formulación de plástico viscoso (Hibler, 1979) empleando el método de plástico elástico viscoso (Hunke, 2001; Lemieux y otros, 2012; Bouillon y otros, 2013), que asume que la cubierta de hielo es isotrópica y solo puede resistir pequeñas tensiones (Coon y otros, 1974), y se desarrolló para modelos con resolución espacial del orden de 100 km. Estas hipótesis se han puesto en tela de juicio en un debate activo acerca de la reología del hielo marino. Algunos autores afirman que el enfoque de Hibler no puede representar de manera adecuada las estadísticas de deformaciones del hielo marino (Girard y otros, 2011) y que se necesita una reología diferente. Se han propuesto diferentes enfoques tales como modelos anisótropos (Schreyer y otros, 2005; Tsamados y otros, 2013) y una reología elasto-quebradiza (Girard y otros, 2011). Se necesita mucho trabajo para evaluar esos nuevos desarrollos y los requisitos para representar la reología del hielo como modelo se inclinan hacia una resolución más alta. Se necesitarán algoritmos numéricos mejorados a alta definición para tratar cuestiones numéricas que se hayan identificado con solucionadores (por ejemplo, Lemieux y otros, 2010; Lipscomb y otros, 2007; Lemieux y otros, 2014). Además de la reología del hielo, las partes sobresalientes y las sumergidas de las crestas de presión son elementos topográficos importantes que afectan a las presiones aire-hielo y hielo-océano. Los modelos de hielo marino han considerado solo el arrastre por fricción y han desatendido el arrastre de forma debido a elementos topográficos (por ejemplo, Hibler, 1979; Losch y otros, 2009), pero se han desarrollado recientemente nuevas formulaciones de presiones aire-hielo y hielo-océano (Lupkes y otros, 2013; Tsamados y otros, 2014) para tratar esas cuestiones que necesitarán evaluarse en modelos acoplados.

Las interacciones olas/ondas-hielo es un área de investigación que necesita abordarse para explicar mejor las interacciones atmósfera-hielo-océano en la zona de hielo marginal (por ejemplo, Williams y otros, 2013). Las olas que se propagan en aguas con hielos a la deriva se atenúan, en especial aquellas con corta longitud de onda. Las olas pueden afectar a la cubierta de hielo de diversas maneras: pueden romper bandejes de hielo y así modificar las propiedades mecánicas del hielo, de manera que el deshielo lateral aumenta y afecta a la formación de cristales de hielo. Las olas rompientes también pueden alterar potencialmente el albedo de la superficie si depositan agua del mar en la superficie de los bandejes de hielo.

## 9.6. ESTRATEGIAS DE ACOPLAMIENTO

Para elaborar un modelo de los componentes de la atmósfera, el océano, las olas y el hielo marino existen consideraciones técnicas y científicas a tener en cuenta. Es evidente que dados los limitados recursos informáticos es importante crear un sistema eficaz, pero esas consideraciones necesitan ser examinadas por soluciones técnicas que garanticen la integridad científica del modelo en cuanto a que permita a los componentes interactuar en la escala de tiempo más apropiada y preserve la conservación del agua dulce y la energía.

Técnicamente, la estrategia más eficaz tiene que determinarse con arreglo a cómo ordenar los componentes y dónde intercambiar flujos entre los mismos. Por ejemplo, en algunos casos puede ser más eficiente acoplar dos componentes en un solo componente ejecutable y permitir el acoplamiento para ahorrar tiempo en la frecuencia temporal del componente, mientras que en otros casos, puede ser más eficiente permitir a un acoplador que realice el intercambio de datos entre los componentes. Conforme aumenta la resolución de modelos y se añaden nuevos componentes, como la incorporación de olas de la superficie del océano o mantos de hielo y plataformas de hielo, es posible que las estrategias de acoplamiento también necesiten ser examinadas de nuevo. En última instancia, la ciencia del tiempo y el clima necesita tanto acoplamiento flexible como de alto rendimiento. Ambos han pasado a ser fundamentales en los últimos años, ya que se presentan nuevos desafíos debido a la necesidad de acoplar un número cada vez mayor de componentes para apoyar diversos objetivos científicos y mantener múltiples configuraciones. Se espera mantener esas tendencias en el futuro.



Las tecnologías de acoplamiento unen los modelos de componentes de manera que organizan el intercambio de datos entre los componentes y controlan la ejecución de los mismos. Los datos del modelo de componentes se deben cuadruplicar de nuevo y se deben pasar de un modelo a otro mientras que respetan limitaciones como la conservación de cantidades físicas, la estabilidad de valores numéricos de intercambio de flujos, y la consistencia con procesos físicos que ocurren cerca de la superficie del componente. Como se describe en Valcke y otros (2012), existen dos enfoques comunes: la "estrategia integrada" (por ejemplo: el Earth System Modeling Framework (<http://earthsystemmodeling.org>; Hill y otros, 2004); el nuevo acoplador en el Centro Nacional de Investigaciones Atmosféricas (CPL7) (Craig y otros, 2012) y el Flexible Modeling System (<http://www.gfdl.noaa.gov/fms>)), donde una capa que impulsa atrae a los componentes y el acoplamiento se realiza por medio de elementos que pasan mediante la interfaz del componente, que normalmente supone la recopilación de todos los modelos que constituyen el acoplamiento en uno solo binario, y el enfoque "ejecutable múltiple" (por ejemplo: acoplador Ocean-Atmosphere-Sea Ice-Soil (OASIS) (<http://verc.enes.org/oasis>; Valcke, 2013); OpenPALM ([http://www.cerfacs.fr/globc/PALM\\_WEB/](http://www.cerfacs.fr/globc/PALM_WEB/)) y GOSSIP, desarrollado por el Ministerio de Medio Ambiente de Canadá (<http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/science/rpn/>)), donde la independencia binaria de los componentes y la sincronización se garantiza mediante comunicaciones especializadas colocadas flexiblemente en modelos con invasión mínima en la arquitectura de codificación. Debido a que atienden diferentes necesidades, ambas estrategias necesitan mantenerse y desarrollarse en mayor medida para el futuro. Además de estos dos alcances de acoplamiento generales, también están surgiendo otros, como la capacidad para acoplar componentes mediante servicios web. De hecho, en algunos casos, cuando los modelos de los componentes son tan diferentes que no se deberían ni siquiera llevar a cabo en la misma plataforma, se debería considerar el uso de recursos informáticos heterogéneos. Eso podría ser beneficioso en particular para integrar modelos de diferentes comunidades con diferentes elementos impulsores y restricciones, por ejemplo la superficie de la tierra o comunidades hidrológicas.

La productividad científica instructiva continuará siendo el principal elemento impulsor para las decisiones sobre el futuro de las tecnologías de acoplamiento. La mayor parte de las ganancias en la última década procedían de mejoras de equipos informáticos con procesadores más rápidos, de paralelización de memoria aumentada y de algoritmos de comunicación más rápidos. Sin embargo, para combinar mejor representación y consumo de energía reducido, es posible que las plataformas venideras se basen en arquitectura de sistemas heterogéneos compuestos de órdenes de magnitud mejor procesadores, con menos memoria y más lenta. Entrar en la era de la exaescala requerirá, tanto para tecnología de acoplamiento como para otro tipo de programación, encontrar oportunidades adicionales para el paralelismo y mejor combinación de comunicación con recursos informáticos.

La colaboración presenta oportunidades para la comunidad geocientífica en cuanto a comparación cualitativa, o referenciación, de las representaciones de diferentes tecnologías de acoplamiento y en cuanto a una unión de los diferentes enfoques de acoplamiento. Un ejemplo de una actividad en curso es el proyecto de la Unión Europea Infrastructure for the European Network of Earth System Modeling (IS-ENES2), que participa en el International Working Committee on Coupling Technologies ([earthsystemcog.org/projects/iwcct/](http://earthsystemcog.org/projects/iwcct/); Valcke y Dunlap, 2011; Dunlap y otros, 2014). La representación de algunas tareas de acoplamiento, como el desarrollo de pesos de interpolación, el intercambio paralelo de datos de acoplamiento y los nuevos modelos de retícula son fáciles de comparar entre las diferentes tecnologías, mientras que otros aspectos como la facilidad de uso, la flexibilidad o invasión de tecnologías de acoplamiento son menos tangibles y, por lo tanto, más difíciles de definir y medir. Sin embargo, la comunidad se beneficiará de una evaluación general de las diferentes tecnologías de acoplamiento. A pesar de que existen amplias barreras para la infraestructura de participación, también es posible encontrar importantes beneficios al unificar enfoques de acoplamiento, en especial en cuanto a costas de desarrollo de participación. La fusión reciente de OASIS3 y el Modeling Coupling Toolkit (MCT), OASIS3-MCT, es un ejemplo de una colaboración de éxito. Existe también investigación en curso en materia de programación generativa, que explora importantes modos de unificar los diferentes enfoques de acoplamiento (por ejemplo: BFG; Armstrong y otros, 2009). A medida que surgen futuras

asociaciones, esperamos que las comunidades geocientíficas cosechen los beneficios de una nueva generación de tecnologías de acoplamiento resistentes, eficientes y de gran calidad.

### 9.7. CONCLUSIONES

En este capítulo hemos examinado algunos temas que han surgido en las interacciones de la atmósfera con los océanos, las olas de la superficie de los océanos, la nieve y el hielo marino, y las estrategias informáticas para el acoplamiento. La resolución de modelo mejorada, particularmente en el océano, parece que paga dividendos. Existen indicios para creer que existen señales de predicción mejores sobre escalas de tiempo estacionales del acoplamiento océano-atmósfera de las que los modelos actuales poseen, y puede que la adecuada resolución de remolinos de mesoescala oceánica ayude. Se ha reconocido recientemente que las circulaciones de mesoescala en el océano contribuyen de manera importante para la nueva estratificación de las capas de la superficie del océano y necesitarán parametrizarse. Actualmente se reconoce que las olas del océano son las que definen la estructura de la capa límite de la atmósfera marina y probablemente dominen las mezclas en la capa límite de la superficie del océano. Por lo tanto, se necesita urgentemente acoplar modelos de predicción de olas y parametrizar de manera adecuada el proceso que las olas llevan a cabo. Los modelos de la función de la nieve sobre el balance de energía de la superficie han mejorado de manera considerable en los últimos 10 años, y ahora se conoce que los modelos multicapas son esenciales para representar el amplio registro de procesos. Para la predicción numérica del tiempo y la predicción estacional se necesita inicializar las propiedades de la nieve, lo que lleva a la necesidad de mejorar las observaciones de la cubierta y la profundidad de la nieve. Nosotros destacamos la necesidad que tienen los modelos de hielo marino de representar flujos de la gran cantidad de condiciones que ocurren, tales como el paso del tiempo en el hielo, los estanques de deshielo y la nieve. A medida que pasamos a una resolución de modelo superior, se necesita tratar la representación de la reología del hielo y las interacciones ola-hielo. Finalmente, examinamos brevemente las actuales estrategias técnicas empleadas para facilitar el acoplamiento entre los diferentes componentes del sistema Tierra. Esas tecnologías requerirán una inversión considerable si vamos a cosechar las recompensas de la era informática de la exaescala.

### 9.8. AGRADECIMIENTOS

Stephen Belcher y Helen Hewitt agradecen el apoyo del *Met Office Hadley Center Climate Programme (GA01101)*, una unión del Departamento de Energía y Cambio Climático y el Departamento de Medio Ambiente, Alimentación y Asuntos Rurales del Reino Unido. A los autores les gustaría agradecer a Alex West, Chris Harris y Adam Scalife por los útiles debates.

## REFERENCIAS

- Armstrong, R.L. y E. Brun, 2008: Snow and climate: physical processes, surface energy exchange and modelling, Cambridge Univ. Press.
- Armstrong, C.W., R.W. Ford y G.D. Riley, 2009: "Coupling integrated earth system model components with BFG2", en *Concurrency and Computation: Practice and Experience*, 21: 767-791, doi:10.1002/cpe.1348.
- Belcher, S.E., A.L.M. Grant, K.E. Hanley, B. Fox-Kemper, L. Van Roekel, P.P. Sullivan, W.G. Large, A. Brown, A. Hines, D. Calvert, A. Rutgersson, H. Pettersson, J. Bidlot, P.A.E.M. Janssen J.A. Polton, 2012: "A global perspective on mixing in the ocean surface boundary layer", en *Geophysical Research Letters* 39: L18605, doi:10.1029/2012GL052932.
- Best, M.J., A. Beljaars, J. Polcher, P. Viterbo, 2004: "A proposed structure for coupling tiled surfaces with the planetary boundary layer", en *Journal of Hydrometeorology*, 5: 1271-1278.
- Best, M. J., M. Pryor, D.B. Clark, G.G. Rooney, R.L.H Essery, C.B. Ménard, J.M. Edwards, M.A. Hendry, A. Porson, N. Gedney, L.M. Mercado, S. Sitch, E. Blyth, O. Boucher, P.M. Cox, C.S.B. Grimmond y R.J. Harding, 2011: "The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description - Part 1: Energy and water fluxes", en *Geoscientific Model Development*, 4: 677-699, doi:10.5194/gmd-4-677-2011.
- Bitz, C.M. y W.H. Lipscomb, 1999: "An energy-conserving thermodynamic sea ice model for climate study", en *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 104:15669-15677.
- Bitz, C. M., M. M. Holland, A. J. Weaver, y M. Eby, 2001: "Simulating the ice-thickness distribution in a coupled climate model", en *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 106: 2441-2463.
- Boccaletti, G., R. Ferrari y B. Fox-Kemper, 2007: "Mixed layer instabilities and re-stratification", en *Journal of Physical Oceanography*, 37: 2228-2250.
- Bony, S., R. Colman, V.M. Kattsov, R.P. Allan, C.S. Bretherton, J.-L. Dufresne, A. Hall, S. Hallegatte, M.M. Holland, W. Ingram, D.A., Randall, B.J. Soden, G. Tselioudis y M.J. Webb, 2006: "How Well Do We Understand and Evaluate Climate Change Feedback Processes?", en *Journal of Climate*, 19: 3445-3482. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3819.1>.
- Bouillon, S., T. Fichefet, V. Legat y G. Madec, 2013: "The elastic-viscous-plastic method revisited", en *Ocean Modelling*, 71: 2-12.
- Brayshaw, D.J., T. Woolings y M. Vellinga, 2009: "Tropical and Extratropical responses of the North Atlantic circulation to a sustained weakening of the MOC", en *Journal of Climate*, 22: 3146-3155, doi: 10.1175/2008JCLI2594.1.
- Brun, E., V. Vionnet, A. Boone, B. Decharme, Y. Peings, R. Valette, F. Karbou, y S. Morin, 2013: "Simulation of northern Eurasian local snow depth, mass, and density using a detailed snowpack model and meteorological reanalyses", en *Journal of Hydrometeorology*, 14: 203-219, doi:10.1175/JHM-D-12-012.1.
- Bryan, F.O., R. Tomas, J.M. Dennis, D.B. Chelton, N.G. Loeb y J.L. McClean, 2010: "Frontal scale air-sea interaction in high-resolution coupled climate models", en *Journal of Climate*, 23: 6277-6291.

- Capet, X., J.C. McWilliams, M.J. Molemaker, y A.F. Shchepetkin, 2008: "Mesoscale to sub-mesoscale transition in the California current system. Part II: Frontal processes", en *Journal of Physical Oceanography*, 38: 44-64.
- Carrasco, A., A. Semedo, P.E. Isachsen, K.H. Christensen, Ø. Sætra, 2014: "Global surface wave drift climate from ERA-40: the contributions from wind-sea and swell", en *Ocean Dynamics*, 64:1815-1829.
- Cavaleri, L., B. Fox-Kemper y M.Hemer, 2012: "Wind waves in the coupled climate system", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93: 1651-1661.
- Chelton, D. B. y Xie, S.-P., 2010: "Coupled ocean-atmosphere interaction at oceanic mesoscales", en *Oceanography*, 23(4): 52-69.
- Chen, S.S. W. Zhao, M.A. Donelan, J.F. Price y E.J. Walsh, 2007: "The CBLAST-hurricane program and the next-generation fully coupled atmosphere-wave-ocean models for hurricane research and prediction", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88: 311-317.
- Coon, M.D., G.A. Maykut, R.S. Pritchard, D.A. Rothrock y A.S. Thorndike, 1974: "Modeling the pack ice as an elastic-plastic material", en *AIDJEX Bulletin*, 24: 1-105.
- Craig, A.P., M. Vertenstein, y R. Jacob, 2012: "A new flexible coupler for earth system modeling developed for CCSM4 and CESM1", en *International Journal of High Performance Computing Applications*, 26: 31-42, doi:10.1177/1094342011428141.
- D'Asaro, E., C. Lee, L. Rainville, R. Harcourt y L. Thomas, 2011: "Enhanced turbulence and energy dissipation at ocean fronts", en *Science*, 332: 318-322.
- D'Asaro, E., 2013: "Turbulence in the upper-ocean mixed layer", en *Annual Review of Marine Science*, 6: 101-115.
- D'Asaro, E., J. Thomson, A.Y. Shcherbina, R.R. Harcourt, M.F. Cronin, M.A. Hemer y B. Fox-Kemper, 2014: "Quantifying upper ocean turbulence driven by surface waves", en *Geophysical Research Letters*, 41:102-107.
- Delworth, T.L., A. Rosati, W. Anderson, A.J. Adcroft, V. Balaji, R. Benson, K. Dixon, S.M. Griffies, H.C. Lee, R.C. Pacanowski, G. A. Vecchi, A. T. Wittenberg, F. Zeng y R. Zhang, 2012: "Simulated climate and climate change in the GFDL CM2. 5 high-resolution coupled climate model", en *Journal of Climate*, 25: 2755-2781.
- Demory, M.-E., P. L. Vidale, M. J. Roberts, P. Berrisford, J. Strachan, R. Schiemann, M. Mizieliński (2014): "The role of horizontal resolution in simulating drivers of the global hydrological cycle", en *Climate Dynamics*, 42, 7, 2201-2225, doi: 10.1007/s00382-013-1924-4.
- Dunlap, R., M. Vertenstein, S. Valcke y A. Craig, 2014: "Second workshop on coupling technologies for earth system models", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95: ES34-ES38, doi:10.1175/BAMS-D-13-00122.1.
- Eade, R., D. Smith, A. Scaife, E. Wallace, N. Dunstone, L. Hermanson y N. Robinson, 2014: "Do seasonal to decadal predictions underestimate the predictability of the real world?", en *Geophysical Research Letters*, 41: doi: 10.1002/2014GL061146.
- Edson, J., T. Crawford, J. Crescenti, T. Farrar, N. Frew, G. Gerbi, C. Helmig, T. Hristov, D. Khelif, A. Jessup, H. Jonsson, M. Li, L. Mahrt, W. McGillis, A. Plueddemann, L. Shen, E. Skillingstad, T. Stanton, P. Sullivan, J. Sun, J. Trowbridge, D. Vickers, S. Wang, Q. Wang, R. Weller, J. Wilkin, A.J.III Williams, D.K.P. Yue, C. Zappa, 2007: "The coupled boundary

layers and air-sea transfer experiment in low winds", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88: 341-356, doi:10.1175/BAMS-88-3-341.

- Essery, R. y P. Etchevers, 2004: "Parameter sensitivity in simulations of snowmelt", en *Journal of Geophysical Research*, 109: D20111, doi:10.1029/2004JD005036.
- Fairall, C.W., E.F. Bradley, J.E. Hare, A.A. Grachev, y J.B. Edson, 2003: "Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm", en *Journal of Climate*, 16: 571-591.
- Feliks, Y., M. Ghil, y A.W. Robertson, 2011: "The atmospheric circulation over the North Atlantic as induced by the SST field", en *Journal of Climate*, 24: 522-542.
- Flocco, D., D. Feltham y A.K. Turner, 2010: "Incorporation of a physically based melt pond scheme into the sea ice component of a climate model", en *Journal of Geophysical Research*, 115: C08012, doi:10.1029/2009JC005568.
- Fox-Kemper, B., R. Ferrari y R. Hallberg, 2008: "Parameterization of mixed layer eddies. Part I: Theory and diagnosis", en *Journal of Physical Oceanography*, 38: 1145-1165.
- Fox-Kemper, B., G. Danabasoglu, R. Ferrari, S.M. Griffies, R.W. Hallberg, M.M. Holland, M.E. Maltrud, S. Peacock y B.L. Samuels, 2011: "Parameterization of mixed layer eddies. III: Implementation and impact in global ocean climate simulations", en *Ocean Modelling*, 39: 61-78.
- Frenger, I., N. Gruber, R. Knutti, y M. Münnich, 2013: "Imprint of southern ocean eddies on winds, clouds and rainfall", en *Nature Geoscience*, 6(8): 608-612.
- Fréville, H., E. Brun, G. Picard, N. Tatarinova, L. Arnaud, C. Lanconelli, C. Reijmer y M. Van den Broeke, 2014: "Using MODIS land surface temperatures and the Crocus snow model to understand the warm bias of ERA-Interim reanalyses at the surface in Antarctica", en *Cryosphere*, 8: 1361-1373.
- Girard, L., S. Bouillon, J. Weiss, D. Amitrano, T. Fichet, V. Legat, 2011: "A new modeling framework for sea-ice mechanics based on elasto-brittle rheology", en *Annals of Glaciology*, 52: 123-132.
- Grachev, A. A. y C. W. Fairall, 2001: "Upward momentum transfer in the marine boundary layer", en *Journal of Physical Oceanography*, 31, 1698-1711.
- Grant, A.L. y S. E. Belcher, 2011: "Wind driven mixing below the oceanic mixed layer", en *Journal of Physical Oceanography* 41: 1556-1575.
- Hamlington, P.E., L.P. Van Roekel, B. Fox-Kemper, K. Julien y G.P. Chini, 2014: "Langmuir-submesoscale interactions: Descriptive analysis of multiscale frontal spindown simulations", en *Journal of Physical Oceanography*, 44: 2249-2272.
- Hanley, K.E. y S.E. Belcher, 2008: "Wave driven winds in the marine atmospheric boundary layer", en *Journal of Atmospheric Sciences*, 65: 2646-2660.
- Hanley, K.E., S.E. Belcher y P. Sullivan, 2010: "A global climatology of wind-wave interaction", en *Journal of Physical Oceanography*, 40: 1263-1282.
- Hasselmann, K., 1976: "Stochastic climate models. Part I: Theory", en *Tellus*, 28: 473-485.

- Hewitt, H. T., D. Copsey, I. D. Culverwell, C. M. Harris, R. S. R. Hill, A. B. Keen, A. J. McLaren y E. C. Hunke, 2011: "Design and implementation of the infrastructure of HadGEM3: the next-generation Met Office climate modeling system", en *Geoscientific Model Development*, 4: 223-253, doi: 10.5194/gmd-4-223-2011
- Hewitt, H. T., J. K. Ridley, A. B. Keen, A. E. West, K. A. Peterson, J. G. L. Rae, S. M. Milton y S. Bacon, 2015: "A Seamless Approach to Understanding and Predicting Arctic sea ice in Met Office Modelling systems", en *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, aceptado
- Hibler, W. D., 1979: "A dynamic thermodynamic sea ice model", en *Journal of Physical Oceanography*, 9: 815-846
- Hill, C., C. DeLuca, V. Balaji, M. Suarez y A. y da Silva, 2004: "Architecture of the earth system modeling framework", en *Computer Science and Engineering*, 6: 18-28
- Holtstg, A., G. Svensson, P. Baas, S. Basu, B. Beare, A. Beljaars, F. Bosveld, J. Cuxart, J. Lindvall, G.-J. Steeneveld, M. Tjernström, y B. Van De Wiel, 2013: "Stable Atmospheric Boundary Layers and Diurnal Cycles: Challenges for Weather and Climate Models", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94: 1691-1706, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00187.1>
- Hunke, E., 2001: "Viscous-plastic sea ice dynamics with the evp model: Linearization issues", en *Journal of Computational Physics*, 170: 18-38
- Janssen, P.A.E.M., 1989: "Wave-Induced Stress and the Drag of Air flow over Sea Waves", en *Journal of Physical Oceanography*, 19: 745-754. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1989\)019](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1989)019)
- Janssen, P.A.E.M., 2008: "Progress in ocean wave forecasting", en *Journal of Computational Physics*, 227: 3572-3594
- Jochum, M., B.P. Briegleb, G. Danabasoglu, W.G. Large, N.J. Norton, S.R. Jayne, M.H. Alford y F.O. Bryan, 2013: "The impact of oceanic near-inertial waves on climate", en *Journal of Climate*, 26: 2833-2844
- Keen, A.B., H.T. Hewitt y J.K. Ridley, 2013: "A case study of a modeled episode of low Arctic sea ice", en *Climate Dynamics*, 10.1007/s00382-013-1679-y
- Kwok, R., E.C. Hunke, W. Maslowski, D. Menemenlis y J. Zhang, 2008: "Variability of sea ice simulations assessed with RGPS kinematics", en *Journal of Geophysical Research*, 113: C11012, doi: 10.1029/2008JC004783
- Lane, E.M., J.M. Restrepo y J.C. McWilliams, 2007: "Wave-current interaction: A comparison of radiation-stress and vortex-force representations", en *Journal of Physical Oceanography*, 37: 1122-1141
- Large, W.G y G.B. Crawford, 1995: "Observations and simulations of upper-ocean response to wind events during the Ocean Storms experiment", en *Journal of Physical Oceanography*, 25: 2831-2852.
- Lemieux, J.-F., B. Tremblay, J. Sedlacek, P. Tupper, S. Thomas, d. Huard y J.-P. Auclair, 2010: "Improving the numerical convergence of viscous-plastic sea ice models with the Jacobian-free Newton Krylov method", en *Journal of Computational Physics*, 229: 2840-2852, doi: 10.1016/j.jcp.2009.12.011

- Lemieux, J.-F., D.A. Knoll, B. Tremblay, D. Holland y M. Losch, 2012 : “A comparison of the Jacobian-free Newton-Krylov method and the EVP model for solving the sea ice momentum equation with a viscous-plastic formulation: A serial algorithm study”, en *Journal of Computational Physics*, 231: 5926-5944
- Edson, J., T. Crawford, J. Crescenti, T. Farrar, N. Frew, G. Gerbi, C. Helmig, T. Hristov, D. Khelif, A. Jessup, H. Jonsson, M. Li, L. Mahrt, W. McGillis, A. Plueddemann, L. Shen, E. Skillingstad, T. Stanton, P. Sullivan, J. Sun, J. Trowbridge, D. Vickers, S. Wang, Q. Wang, R. Weller, J. Wilkin, A.J.III Williams, D.K.P. Yue y C. Zappa, 2007: “The coupled boundary layers and air-sea transfer experiment in low winds”, en *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88: 341-356, doi:10.1175/BAMS-8-3-341
- Essery, R. y P. Etchevers, 2004: “Parameter sensitivity in simulations of snowmelt”, en *Journal of Geophysical Research*, 109: D20111, doi: 10.1029/2004JD005036
- Fairall, C.W., E.F. Bradley, J.E. Hare, A.A. Grachev, y J.B. Edson, 2003: “Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm”, en *Journal of Climate*, 16: 571-591
- Feliks, Y., M. Gijl, y A.W. Robertson, 2011: “The atmospheric circulation over the North Atlantic as induced by the SST field”, en *Journal of Climate*, 24: 522-542
- Flocco, D., D. Feltham y A.K. Turner, 2010: “Incorporation of a physically based melt pond scheme into the sea ice component of a climate model”, en *Journal of Geophysical Research*, 115: C08012, doi: 10.1029/2009JC005598
- Fox-Kemper, B., R. Ferrari y R. Hallberg, 2008: “Parameterization of mixed layer eddies. Part I: Theory and diagnosis”, en *Journal of Geophysical Research*, 38: 1145-1165
- Fox-Kemper, B., G. Danabasoglu, R. Ferrari, S.M. Griffies, R.W. Hallberg, M.M Holland, M.E. Maltrud, S. Peacock y B.L. Samuels, 2011: “Parameterization of mixed layer eddies. III: Implementation and impact in global ocean climate simulations”, en *Ocean Modelling*, 39: 61-78
- Frenger, I., N. Grubre, R. Knutti, y M. Münnich, 2013: “Imprint of southern ocean eddies on winds, clouds and rainfall” en *Nature Geoscience*, 6 (8): 608-612
- Fréville, H., E. Brun, G. Picard, N. Tatarinova, L. Arnaud, C. Lanconelli, C. Reijmer y M. Van den Broeke, 2014: “Using MODIS land surface temperatures and the Crocus snow model to understand the warm bias of ERA-Interim reanalyses at the surface in Antarctica”, en *Cryosphere*, 8: 1361-1373
- Girard, L., S. Bouillon, J. Weiss, D. Amtrano, T. Fichet, V. Legat, 2011: “A new modeling framework for sea-ice mechanics based on elasto-brittle rheology”, en *Annals of Glaciology*, 52: 123-132
- Grachev, A. A. y C. W. Fairall, 2001: “Upward momentum transfer in the marine boundary layer”, en *Journal of Physical Oceanography*, 31, 1698-1711
- Grant, A.L. y S.E. Belcher, 2011: “Wind driven mixing below the oceanic mixed layer”, en *Journal of Physical Oceanography*, 41: 1556-1575
- Hamlington, P.E., L.P. Van Roekel, B. Fox-Kemper, K. Julien y G.P. Chini, 2014: “Langmuir-submesoscale interactions: Descriptive analysis of multiscale frontal spindown simulations”, en *Journal of Physical Oceanography*, 44: 2249-2272
- Hanley, K.E y S.E. Belcher, 2008: “Wave driven winds in the marine atmospheric boundary layer”,

en *Journal of Atmospheric Sciences*, 65: 2646-2660

Hanley, K.E., S.E. Belcher y P. Sullivan, 2010: "A global climatology of wind-wave interaction", en *Journal of Physical Oceanography*, 40: 1263-1282

Hasselmann, K., 1976: "Stochastic climate models. Part I: Theory", en *Tellus*, 28: 473-485

Lemieux, J.-F., D.A. Knoll, M. Losch y C. Girard, 2014: "A second-order accurate in time IMplicit-Explicit (IMEX) integration scheme for sea ice dynamics", en *Journal of Computational Physics*, 263: 375-392, doi: 10.1016/j.jcp.2014.01.010

Lipscomb, W.H., E.C. Hunke, W. Maslowski y J. Jakacki, 2007: "Ridging, strength, and stability in high-resolution sea ice models", en *Journal of Geophysical Research*, 112: CO3S91, doi: 10.1029/2005JC003355

Losch, M., D. Menemenlis, J.-M Campin, P. Heimbach y C. Hill, 2009: "On the formulation of sea-ice models. Part 1: Effects of different solver implementations and parameterizations", en *Ocean Modelling*, 33: 129-144, doi: 10.1016/j.ocemod.2009.12.008

Lupkes, C., V.M. Gryamol, A. Rosel, G. Birnbaum y L. Kaleschke, 2013: "Effect of sea ice morphology during Arctic summer on atmospheric drag coefficients used in climate models", en *Geophysical Research Letters*, 40: 1-6, doi: 10.1002/grl.50081

Mahadevan, A., E. D'Asaro, C. Lee y M.J. Perry, 2012: "Eddy- driven stratification initiates North Atlantic spring phytoplankton blooms", en *Science*, 337: 54-58

Maykut, G.A., 1978: "Large-scale heat exchange and ice production in the Central Arctic", en *Journal of Geophysical Research*, 87: 7971-7984

McClean, J.L., D.C. Bader, F.O. Bryan, M.E. Maltrud, J.M. Dennis, A.A. Mirin, P.W. Jones, Y.Y. Kim, D.P. Ivanova, M. Vertenstein y otros, 2011: "A prototype two-decade fully-coupled fine-resolution CCSM simulation", en *Ocean Modelling*, 39: 10-30

McWilliams, J.C., Restrepo, J. Huckle, J-H. Liang y P.P Sullivan, 2012: "The wavy Ekman layer: Langmuir circulations, breaking waves, and Reynolds stress", en *Journal of Physical Oceanography*, 42: 1793-1816

McWilliams, J. C. y Fox-Kemper, B., 2013: "Oceanic wave-balanced surface fronts and filaments", en *Journal of Fluid Mechanics*, 730: 464-490

Merryfield, W.J., W-S. Lee, W. Wang, M. Chen y A. Kumar, 2013: "Multi-system seasonal predictions of Arctic sea ice", en *Geophysical Research Letters*, 40: 1551-1556, doi: 10.1002/grl.50317

Minobe, S., A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, S.-P. Xie y R. J. Small, 2008: "Influence of the Gulf Stream on the troposphere", en *Nature*, 452: doi: 10.1038/nature06690

Moon, I.-J., I. Ginis, T. Hara y B. Thomas, 2007: "A physics-based parameterization of air-sea momentum flux at high wind speeds and its impact on hurricane intensity predictions", en *Monthly Weather Review*, 135: 2869-2878

Perovich, D. K., T. C. Grenfell, B. Light y P.V. Hobbs, 2002: "Seasonal evolution of the albedo of multiyear Arctic sea ice", en *Geophysical Research Letters*, 107: doi: 10.1029/2000JC00438



- Perovich, D. K., B. Light, H. Eicken, K. F. Jones, K. Runciman y S. V. Nghiem, 2007: "Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979-2005: Attribution and role in the ice-albedo feedback", en *Geophysical Research Letters*, 34: L19505, doi: 10.1029/2007GL031480
- Peterson, K.A., A. Arribas, H. T. Hewitt, A. b. Keen, D. J. Lea y A.J. McLaren, 2014: "Assessing the forecast skill of Arctic sea ice extent in the GloSea4 seasonal predictions system", en *Climate Dynamics*, 44 (1-2): 147-162, doi: 10.1007/s00382-014-2190-9
- Picard y W.R. Simpson, 2008: "Snow physics as relevant to snow photochemistry", en *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8: 171-208
- Pinardi, N., I. Allen, E. Demirov, P. De Mey, G. Korres, A. Las-Caraos, P.-Y. Le Traon, C. Maillard, G. Manzella G. y C. Tziavos, 2003: "The Mediterranean ocean forecasting system: first phase of implementation (1998-2001)", en *Annales Geophysicae*, 21: 3-20, doi: 10.5194/angeo-21-3-2003
- Polton, J.A., D.M. Lewis y S.E Belcher, 2005: "The role of wave-induced Coriolis-Stokes forcing on the wind-driven mixed layer", en *Journal of Physical Oceanography* 35: 444-57
- Ratcliffe, R.A.S y R. Murray, 1970: "New lag association between North Atlantic sea surface temperature and European pressure applied to long range weather forecasting", en *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96:226-246
- Rodwell, M.R. y C.K. Folland, 2002: "Atlantic air-sea interaction and seasonal predictability", en *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 128: 1413-1443
- Scaife, A.A., D. Copesey, C. Gordon, C. Harris, T. Hinton, S. Keeley, A. O' Neill, M. Roberts y K. Williams, 2001: "Improved Atlantic winter blocking in a climate model", en *Geophysical Research Letters*, 38: doi: 10.1029/2011GL049573
- Scaife, A.A., A. Arribas, E. Blockley, A. Brookshaw y coautores, 2014: "Skillful long- range prediction of European and North American winters", en *Geophysical Research Letters*, 41: 2514-2519
- Schreyer, H.L., D.L. Sulsky, L.B. Munday, M.S. Coon y R. Kwok, 2005: "Elastic decohesive constitutive model for sea ice", en *Journal of Geophysical Research*, 111: C11S26, doi: 10.1029/2005JC003334
- Semtner, A.J., 1976: "A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate", en *Journal of Physical Oceanography*, 6: 379-389
- Smedman, A.S., U. Höögström, H. Bergström, A. rutgersson, K. K. Kahma y H. Pettersson, 1999: "A case study of air-sea interaction during swell conditions", en *Journal of Geophysical Research*, 104: 25 833-25 851
- Stephenson, S.R., L.C. Smith y J.A. Agnew, 2011: "Divergent long-term trajectories of human access to the Arctic", en *Nature Climate Change*, 1: 156-160 doi: 10.1038/nclimate1120
- Sullivan P.P y J.C. McWilliams, 2010: "Dynamics of winds and currents coupled to surface waves", en *Annual Review of Fluid Mechanics*, 42: 19-42
- Sutherland, G, K. H. Christensen y B. Ward, 2014: "Evaluating Langmuir turbulence parameterizations in the ocean surface boundary layer", en *Journal of Geophysical Research*, 119: 1899-1910
- Taylor, J.R. y R. Ferrari, 2010: "Buoyancy and wind-driven convection at mixed layer density

fronts”, en *Journal of Physical Oceanography*, 40: 1222-1242

Takaya, Y., J.-R. Vidlot, A. Beljaars y P. Janssen, 2010: “Refinements to a prognostic scheme of skin sea surface temperature”, en *Journal of Geophysical Research*, 115: C06009

Thomas L.N y J.R. Taylor, 2010: “Reduction of the usable wind-work on the general circulation by forced symmetric instability”, en *Geophysical Research Letters*, 37: L18606

Thorndike, A.S., D.A. Rothrock, G.A. Maykut y R. Colony, 1975: “The thickness distribution of sea ice”, en *Journal of Geophysical Research*, 80: 4501-4513

Tsamados, M., D. Feltham y A.V. Wilchinsky, 2013: Impact of a new anisotropic rheology on simulations of Arctic sea ice, en *Journal Geophysical Research*, 118: 1-17, doi: 10.1029/2012JC007990.

Tsamados, M., D. Feltham, D. Schroeder y D. Flocco, 2014: “Impact of variable atmospheric and oceanic from drag on simulations of Arctic sea ice”, en *Journal of Physical Oceanography*, 44: 1329-1353, doi: 10.1175/JPO-D-13-0215.1

Turner, A.K., E.C. Hunke y C. Bitz, 2013: “Two modes of gravity drainage: a parameterization for large-scale modeling”, en *Journal of Geophysical Research*, 118: 2279-2294, doi: 10.1002/jgrc.20171

Valcke, S. y R. Dunlap, 2011: Report from the workshop “Coupling technologies for earth system modelling: Today and tomorrow”, en *CLIVAR Exchanges*, 16: 38-39.

Valcke, S., V. Balaji, A. Craig, C. Deluca, R. Dunlap, R. Ford, R. Jacob, J. Larson, R. O’Kuinghttons, G. Riley y M. Vertenstein, 2012: “Coupling technologies for earth system modeling”, en *Geoscientific Model Development*, 5: 1589-1596, doi: 10.5194/gmd-5-1589-2012

Valcke, S., 2013: “The OASIS3 coupler: a European climate modeling community software”, en *Geoscientific Model Development*, 6: 373-388, doi: 10.5194/gmd-6-373-2013

Vancoppenolle, M, T. Fichefet, C.M. Bitz, 2006: “Modelling the salinity profile of undeformed Arctic sea ice”, en *Geophysical Research Letters*, 33: doi: 10.1029/2006GL028342

Webb, A. y B. Fox-Kemper, 2011: “Wave spectral moments and Stoke drift estimation”, en *Ocean Modelling*, 40: 273-288

Webb, A. y B. Fox-Kemper, 2014: “Impacts of wave spreading and multidirectional waves on estimating Stokes drift”, en *Ocean Modelling*, aceptado

Williams, T.D., L.G. Bennetts, V.-A. Squire, D. Dumont y L. Bertino, 2013: “Wave-ice interactions in the marginal ice zone. Part 1: Theoretical foundations”, en *Ocean Modelling*, 71: 81-91

Winton, M., 2006: “Does the Arctic sea ice have a tipping point?”, en *Geophysical Research Letters*, 33: doi: 10.1029/2006GL028017

WWRP\_THORPEZ Workshop on Polar Prediction, 2013: CEPMMP, Reino Unido, 24-27 junio 2013,  
[http://www.polarprediction.net/fileadmin/user\\_upload/redakteur/Home/Meetings/Final\\_Report\\_WWRP-PPP-YPM-1\\_18July2013.pdf](http://www.polarprediction.net/fileadmin/user_upload/redakteur/Home/Meetings/Final_Report_WWRP-PPP-YPM-1_18July2013.pdf)

Zeng, X y A. Beljaars, 2005: “A prognostic scheme of sea surface skin temperature for modeling and data assimilation”, en *Geophysical Research Letters*, 32: L14605

## CHAPITRE 9. INTERACTIONS ENTRE LES OCÉANS, LES VAGUES, LES GLACES DE MER ET L'ATMOSPHÈRE

Stephen E. Belcher, Helene T. Hewitt, Anton Beljaars, Eric Brun, Baylor Fox-Kemper, Jean-François Lemieux, Gregory Smith et Sophie Valcke

### Résumé

La recherche démontre depuis peu qu'un couplage entre l'atmosphère et d'autres systèmes climatiques peut améliorer les prévisions météorologiques à courte échéance. Par ailleurs, des interactions avec de nouveaux processus physiques sont attestées à mesure que nous approfondissons notre connaissance du système terrestre. Nous analysons dans ce chapitre les interactions entre l'atmosphère, les océans, les vagues, les glaces de mer et la neige.

### 9.1 INTRODUCTION

On sait depuis longtemps, dans le cadre de la modélisation et de la prévision saisonnière du climat, comment les interactions entre l'atmosphère et d'autres éléments du système terrestre introduisent de nouvelles rétroactions à long terme qui offrent une prévisibilité à échéance saisonnière et plus longue. La recherche commence à démontrer qu'un couplage entre l'atmosphère et les océans, par exemple, permet d'affiner les prévisions météorologiques à courte échéance en améliorant le cycle diurne. Par ailleurs, à mesure que notre compréhension du système terrestre s'approfondit, nous tenons davantage compte des interactions avec d'autres processus physiques. Depuis une quinzaine d'années, par exemple, on connaît de mieux en mieux le rôle essentiel des vagues dans le fonctionnement de la couche limite maritime de l'atmosphère et l'approfondissement de la couche limite de la surface des océans. Ensuite, les glaces de mer sont manifestement importantes dans un climat en évolution, et il a été démontré qu'elles jouent un rôle à court terme dans le cas, par exemple, des prévisions saisonnières. Le couplage entre éléments du système terrestre peut bénéficier d'une approche sans discontinuité, avec une amélioration de la modélisation du climat qui a des avantages pour la modélisation du temps et vice versa. Enfin, on observe une tendance des prévisions à courte échéance à s'appliquer à un ensemble de variables environnementales allant au-delà du secteur météorologique traditionnel, dans le cas, par exemple, de l'étendue des glaces de mer. Nous passons ainsi des prévisions météorologiques aux prévisions environnementales.

Dans ce chapitre, nous abordons les interactions entre l'atmosphère, les océans, les vagues, les glaces de mer et la neige. Nous commençons par définir certains processus physiques récemment identifiés qui exigent un paramétrage dans des modèles de grande échelle. Quels sont les nouveaux phénomènes susceptibles de conduire à une amélioration des prévisions météorologiques et climatiques? Quelle doit être la complexité de la représentation de ces processus et quel genre de couplage est nécessaire et réalisable? Avec l'arrivée de gros superordinateurs, nous envisageons certains avantages de l'augmentation de la résolution temporelle et spatiale pour le couplage entre les processus du système terrestre. Quels sont les bonds en avant susceptibles de se produire avec l'augmentation de la résolution? Enfin, il ne faut pas sous-évaluer les problèmes techniques que fait apparaître la modélisation couplée. Il existe des coupleurs universels, mais sont-ils adéquats et peut-on les utiliser aux échelles temporelles commandées par l'aspect physique sous-jacent de la question? Toutes ces interrogations sont abordées dans le présent chapitre.

### 9.2 COUPLAGE DES OCÉANS

Les océans jouent un rôle important à toutes les échelles temporelles correspondant à la variabilité et à l'évolution du temps et du climat en raison de leur capacité de fixation et de transport de chaleur et d'eau douce. À grande échelle, les océans amortissent la variabilité de l'atmosphère (voir par exemple Hasselmann, 1976), alors qu'à moyenne échelle, le vent, les nuages et les

précipitations atmosphériques réagissent aux tourbillons océaniques de mésoéchelle (voir par exemple Chelton et Xie, 2010; Frenger *et al.*, 2013). Ainsi, même à courte ou moyenne échelle, les prévisions météorologiques et climatiques maritimes peuvent exiger un couplage océanique pour déterminer la variabilité à l'échelle d'une centaine de kilomètres. On tient compte de cette exigence dans les recherches actuelles: l'importance d'un couplage des océans est reconnue depuis longtemps pour la modélisation du climat et les prévisions saisonnières, en particulier dans les tropiques. On se penche actuellement sur le rôle du couplage des océans dans les latitudes moyennes à des échelles temporelles météorologiques à saisonnières. Avec le passage à des modèles couplés océan-atmosphère pour réaliser des prévisions à courte échelle, on s'attache à améliorer la prévision, la représentation et la résolution d'une vaste gamme de phénomènes de moyenne et de petite échelle, jusqu'à la dynamique tridimensionnelle des turbulences, en particulier dans les océans, où l'on commence à peine à en évaluer le rôle et la signification.

À l'échelle du bassin, il se trouve que les modèles haute résolution permettant de simuler les tourbillons améliorent sensiblement la circulation atmosphérique et les prévisions à des échelles allant jusqu'à la saison. Pour l'Atlantique, par exemple, il existe toute une série d'indications selon lesquelles la température de la mer en surface dans la partie extratropicale du Gulf Stream pourrait influencer sur la circulation atmosphérique à grande échelle à proximité de l'Europe pour ce qui est des données (voir par exemple Ratcliffe et Murray, 1970) et des modèles (Minobe *et al.*, 2008; Brayshaw *et al.*, 2009; Scaife *et al.*, 2011). La résolution élevée obtenue dans les océans permet de déterminer les gradients de température de façon plus précise, ce qui améliore l'état moyen de l'atmosphère et les statistiques sur le blocage (Scaife *et al.*, 2011). Il se trouve qu'à l'échelle saisonnière, le couplage entre l'atmosphère et les océans est plus faible dans les modèles que dans la réalité (voir par exemple Rodwell et Folland, 2002). Il apparaît que la réaction dépend de la résolution, la réaction des modèles se réduisant avec la dégradation des gradients de la température de la mer en surface (Minobe *et al.*, 2008), d'où une réduction de la variabilité des basses fréquences dans l'atmosphère (Feliks *et al.*, 2011). Avec l'arrivée de modèles de nouvelle génération, la qualité des prévisions saisonnières concernant l'oscillation nord-atlantique a commencé à s'améliorer (Scaife *et al.*, 2014), bien que le signal déterminé par ces prévisions semble avoir une amplitude plus faible que celui obtenu lors des observations (Eade *et al.*, 2014). Si la force du couplage océan-atmosphère est sous-évaluée, il importe d'établir pourquoi.

À moyenne échelle, les océans donnent une configuration à l'atmosphère et l'on peut démontrer l'importance de la résolution spatiale des modèles en comparant les corrélations modélisées et observées entre la température de la mer en surface et le régime des vents. Une corrélation entre les océans et l'atmosphère (Chelton et Xie, 2010) commence à peine à apparaître dans les modèles couplés océan-atmosphère lorsque la résolution des océans atteint environ un quart de degré, avec de nouvelles améliorations lorsque cette résolution atteint la moyenne échelle océanique (voir par exemple Bryan *et al.*, 2010; McClean *et al.*, 2011; Delworth *et al.*, 2012; Demory *et al.*, 2014).

À une échelle plus fine, certains mouvements commandent l'évolution de la couche limite de la surface des océans. Large et Crawford (1995), par exemple, font état d'un approfondissement rapide lorsqu'il y a résonance entre la rotation des vents dans les systèmes météorologiques des latitudes moyennes et les oscillations inertielles de cette couche, ce qui maintient la tension des vents de surface dans l'alignement des courants de surface et permet un échange important d'énergie et de quantité de mouvement. La physique du processus d'approfondissement continue de poser un problème sérieux de paramétrage (Grant et Belcher, 2011). Jochum *et al.* (2013) indiquent que ce processus devrait être sensiblement amélioré par des résolutions de moyenne échelle. Cependant, il reste une quantité d'autres phénomènes irrésolus qui vont devoir être compris et paramétrés. En général, les paramètres fondamentaux liés aux échanges entre l'atmosphère et les océans ne sont modélisés qu'avec un seul gradient vertical dans les modèles unidimensionnels du mélange océanique. Pour cette approximation, on suppose que les échelles horizontales des mouvements océaniques sont beaucoup plus grandes que les échelles verticales et que la période de réaction des océans est plus courte que la période de mélange. Cependant, des recherches récentes ont démontré l'importance d'une nouvelle classe de mouvements océaniques de submésoéchelle dont l'échelle horizontale se situe entre 100 m et 10 km environ.

On a pensé que ces mouvements constituaient un prolongement passif du petit bout du spectre des tourbillons de moyenne échelle, mais des travaux récents (voir par exemple Boccaletti *et al.*, 2007) ont démontré qu'à submésoséchelle, la dynamique peut avoir un comportement très différent de celui observé à grande et à petite échelle. Nombre des structures caractéristiques de la submésoséchelle apparaissent principalement dans la couche limite des eaux superficielles peu profondes et des fonds de faible stratification dont la profondeur réelle est la profondeur de la couche limite. Ainsi, le rayon effectif de déformation de ces flux est nettement inférieur à celui de la pycnocline océanique (Boccaletti *et al.*, 2007). La durée élevée des mouvements de fronts de submésoséchelle (Capet *et al.*, 2008), leurs interactions avec le vent (D'Asaro *et al.*, 2011) et leur instabilité suffisent à concurrencer le cycle diurne et les variations saisonnières de la couche limite de la surface des océans, ce qui influe systématiquement sur leur équilibre physique régional et mondial (Fox-Kemper *et al.*, 2008, 2011; Thomas et Taylor, 2010; Hamlington *et al.*, 2014) et sur leur biologie (Taylor et Ferrari 2010; Mahadevan *et al.*, 2012). Contrairement aux turbulences de petite échelle de la couche limite et aux phénomènes apparentés, ces phénomènes, fondamentalement tridimensionnels, dépendent sensiblement des gradients horizontaux de la densité et d'autres propriétés et ne peuvent pas être représentés par des modèles unidimensionnels. Ils ne sont pas encore bien compris et il reste à les paramétrer de manière fiable.

Il est admis depuis un certain temps que pour paramétrer efficacement les échanges air-mer, il faut tenir compte de la pellicule froide (couche très mince, de moins d'un centimètre d'épais, située à proximité de la surface) et de la couche chaude diurne (d'une profondeur allant jusqu'à quelques mètres). La pellicule froide a une capacité thermique négligeable, mais elle est importante pour l'assimilation d'observations obtenues par télédétection et sa représentation est devenue une composante standard des algorithmes perfectionnés des interactions air-mer (Fairall *et al.*, 2003). L'amplitude du cycle diurne, qui peut aller jusqu'à quelques degrés par faible vent, exige un couplage haute fréquence avec l'atmosphère. Selon le Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (CEPMMT), une approche globale simple de la couche chaude (Zeng et Beljaars 2005; Takaya *et al.*, 2010) a un effet léger mais positif sur les prévisions concernant l'oscillation de Madden-Julian.

L'amélioration constante des prévisions d'échelle saisonnière et météorologique augmente l'intérêt suscité par le couplage océan-atmosphère, qui donne la possibilité de progrès sensationnels en matière de résolution et de paramétrage de processus. Nous nous sommes consacrés ici aux processus océaniques, mais pour faire des progrès, nous devons améliorer ces processus et accroître la résolution des modèles atmosphériques, abordés ailleurs dans cet ouvrage. La perspective d'une modélisation sans discontinuité à l'aide d'un seul modèle couplé océan-atmosphère, quelle que soit l'échéance, ouvre la perspective d'améliorations à une échelle de temps climatique du fait d'une meilleure connaissance des courtes échéances.

### 9.3 COUPLAGE DES VAGUES

Il est de plus en plus largement admis que les vagues ou ondes de gravité de surface situées à la limite entre l'atmosphère et les océans influent sur le couplage entre l'atmosphère et la couche limite océanique. Comme la rugosité de surface exerce une action sur le transport de quantités de mouvement entre l'air et la mer, sur les gaz, sur des aérosols tels que les embruns, sur les bulles, etc. (Cavaleri *et al.*, 2012; Sullivan et McWilliams, 2010), les vagues doivent jouer un rôle dans les modélisations couplées.

Il existe de nombreux effets possibles des vagues sur le climat et le temps (Cavaleri *et al.*, 2012), mais les plus importants d'entre eux et ceux qui reçoivent le plus d'attention sont les effets de l'état de la mer sur la résistance de frottement observée entre les océans et l'atmosphère, le mélange océanique dû aux vagues, le transport des propriétés des océans du fait de la dérive de Stokes ou de la force de Stokes et les effets radiatifs dus à des aérosols tels que les embruns, à des gouttelettes ou à des bulles, qui provoquent des transferts de gaz entre l'air et la mer.

Un outil essentiel pour comprendre ces effets est la simulation à grande échelle des turbulences dans la couche limite atmosphérique, la couche limite océanique ou les deux. Ce type de simulation, qui permet de distinguer explicitement les turbulences à grande échelle de la couche limite, élimine de ce fait nombre des incertitudes propres aux modèles de la circulation générale et au paramétrage de leur couche limite, mais des difficultés subsistent. En général, on pose des hypothèses afin de limiter les types de vagues en présence, de déterminer si et comment ces vagues évoluent en cours de simulation, etc. Habituellement, les équations du mouvement utilisées sont non pas des équations de Navier-Stokes, mais des ensembles approximatifs tels que l'équation d'onde moyenne (voir par exemple Lane *et al.*, 2007). Ainsi, il est essentiel de poursuivre les observations et la mise au point de techniques diagnostiques *in situ*, ce qui permet d'évaluer les conséquences de ces hypothèses (voir par exemple Fairall *et al.*, 2003; Edson *et al.*, 2007; D'Asaro *et al.*, 2014).

L'influence de l'état de la mer sur la quantité de mouvement, qui permet de prévoir et de modéliser le climat, est attestée depuis un certain temps (Janssen, 1989). Il reste des problèmes à résoudre pour les vents de vitesse élevée ou faible qui soufflent sur les océans. Dans le cas de vents ayant la vitesse d'ouragans, les vagues déferlent en grande partie et les observations sont rares. Pour ce régime, on observe toute une gamme de traitements des effets des vagues (voir par exemple Chen *et al.*, 2007; Moon *et al.*, 2007). Dans le cas de vents faibles, on note souvent la présence d'une houle d'origine lointaine (Hanley *et al.*, 2010). Des observations et des modélisations indiquent qu'en présence d'un vent faible et d'une houle légère, les turbulences de la couche limite s'effondrent totalement (Smedman *et al.*, 1999; Edson *et al.*, 2007; Hanley et Belcher, 2008) et que parfois, le flux de quantité de mouvement change de signe de telle façon qu'un transfert s'établit entre les vagues et l'atmosphère (Grachev et Fairall, 2001). Actuellement, de tels comportements ne sont pas représentés dans les modèles et on n'en connaît pas les conséquences pour le temps et le climat.

Les turbulences et le mélange dans la couche limite supérieure des océans sont sensibles à l'état de la mer. Dans les années 30, Langmuir a observé des andains dans les océans et, depuis une quinzaine d'années, le fondement théorique de l'accroissement sensible du mélange dans les couches supérieures des océans suite à l'augmentation des turbulences imputable à la force de Stokes (turbulence de Langmuir) et au déferlement des vagues s'est renforcé (voir par exemple Sullivan et McWilliams, 2010; Belcher *et al.*, 2012; D'Asaro, 2013). Belcher *et al.* (2012) ont démontré que les effets sur la couche limite de la surface des océans, susceptibles d'avoir une portée mondiale, pourraient permettre de corriger les fortes erreurs systématiques actuellement observées dans les profondeurs modélisées de cette couche. Des preuves déduites d'observations d'une augmentation des turbulences commencent à s'accumuler (Sutherland *et al.*, 2014; D'Asaro *et al.*, 2014). Le paramétrage de ces processus en vue de les représenter dans des modèles du temps et du climat en est à ses débuts. C'est pourquoi il va falloir analyser les vastes incidences des processus commandés par les vagues sur les modèles couplés océan-atmosphère.

L'effet majeur final des vagues dans le cas d'une modélisation couplée est l'effet de la force de Stokes sur le bilan moyen de la quantité de mouvement océanique, donc sur l'advection de la température de la mer en surface et d'autres propriétés importantes pour le temps et le climat. La force de Stokes-Coriolis et la force du tourbillon de Stokes perturbent le bilan de la quantité de mouvement océanique en présence de vagues (Polton *et al.*, 2005; Lane *et al.*, 2007). Ces forces peuvent être importantes en raison du cisaillement dû à la dérive de Stokes et avoir des effets dans des régions étonnamment vastes allant jusqu'à l'échelle du paquet de vagues (plusieurs centaines de kilomètres). La couche d'Ekman, les fronts, les filaments et l'instabilité de ces caractéristiques sont affectés (voir par exemple Polton *et al.*, 2005; McWilliams *et al.*, 2012; McWilliams et Fox-Kemper, 2013; Hamlington *et al.*, 2014), parfois dans le premier ordre du bilan de la quantité de mouvement ou dans un ordre supérieur à celui de phénomènes complexes plus familiers tels que l'advection de la quantité de mouvement (McWilliams et Fox-Kemper, 2013). Il faut bien voir qu'en raison de la perturbation de ces bilans de forces, la dérive de Stokes ne s'ajoute pas simplement au transport par des courants océaniques, comme on le supposait dans les premiers modèles. Au lieu de cela, une interaction bidirectionnelle gouverne les divers flux et leurs propriétés d'advection. Cette interaction est forte pour les phénomènes de petite échelle et

notamment pour les caractéristiques de submésoséchelle et pour la turbulence de Langmuir, mais elle peut aussi se manifester à plus grande échelle. On peut modéliser les interactions de ce type dans un modèle couplé atmosphère-océan-vagues, mais on ne peut pas encore tenir pleinement compte de leurs effets dans les modèles non hydrostatiques couplés vagues-océan de submésoséchelle.

On a longtemps supposé que ces vagues étaient en équilibre avec les vents, donc que leur état et toute propriété qui dépend de cet état étaient déterminés simplement par les vents. Toutefois, des analyses mondiales récentes de la condition des vagues (Hanley *et al.*, 2010; Carrasco *et al.*, 2014; Webb et Fox-Kemper, 2011, 2014) montrent que souvent, celles-ci ne sont pas pleinement développées ni même alignées avec les vents. C'est pourquoi les effets des vagues sur la variabilité du climat et sur le temps sont distincts des effets imputables aux seuls vents locaux. Conséquemment, il convient de coupler des modèles de vagues avec des modèles du temps et du climat. La qualité de la prévision des vagues s'est considérablement améliorée (voir par exemple Janssen, 2008), et le CEPMMT et d'autres centres ont souligné les avantages de la prise en compte de l'état de la mer pour la prévision numérique du temps.

#### 9.4 INTERACTIONS ENTRE LA NEIGE ET L'ATMOSPHÈRE

La neige possède des propriétés physiques exclusives qui varient très rapidement avec le temps et qui se répercutent fortement sur les flux de chaleur et de vapeur d'eau entre la couche limite atmosphérique et la surface du sol. Les propriétés physiques de la neige contribuent au refroidissement de la couche limite atmosphérique (Armstrong et Brun, 2008): en termes de rayonnement, elle possède un albédo élevé et une forte émissivité; en termes de propriétés thermiques, elle possède une capacité thermique et une conductivité très légères, surtout quand sa densité est faible, d'où un découplage presque total entre l'atmosphère et le sol sous-jacent dès que son épaisseur est supérieure à quelques dizaines de centimètres; en période de fonte, la température de la neige en surface reste négative. Ainsi, dans une situation météorologique donnée, la température de la neige en surface est inférieure à celle de toute autre surface du sol, d'où, en général, une grande stabilité de la couche limite. C'est pour ces raisons que les flux de chaleur qui touchent la neige sont mal simulés par les systèmes de prévision numérique du temps et de modélisation du climat et que de fortes erreurs de prévision de la température et de l'humidité se produisent fréquemment (Holstag *et al.*, 2013).

Des modèles numériques précis de la neige sont mis au point depuis quelques dizaines d'années, essentiellement en vue de recherches sur la neige et les avalanches (Essery et Etchevers, 2004). Lorsqu'on les fait tourner hors connexion à partir de réanalyses, ces modèles représentent plutôt bien l'évolution de l'épaisseur de la couche de neige, l'équivalent de la neige en eau, la température de la neige en surface, sa densité, sa granulométrie et son albédo (Brun *et al.*, 2013). On a établi des modèles de la neige de complexité intermédiaire à faire tourner avec des modèles du temps et du climat. Il faut au moins cinq couches numériques de neige pour en simuler correctement l'épaisseur, l'albédo, la température et la densité (voir les résultats présentés dans le cadre du Programme mondial de recherche sur la prévision du temps (PMRPT) et lors de l'Atelier sur la prévision polaire du programme THORPEX (Expérience concernant la recherche sur les systèmes d'observation et la prévisibilité), organisé en 2013). Lorsque la neige vieillit, son albédo peut se réduire du fait d'une augmentation de la taille des grains, de l'exposition des surfaces sous-jacentes ou de la présence d'aérosols déposés dans la glace, ce qui peut conduire à une rétroaction neige-albédo, le réchauffement accélérant la réduction du manteau neigeux en diminuant cet albédo (Bony *et al.*, 2006). On a constaté que les modèles multicouche de la neige qui tiennent compte du vieillissement et la densification de celle-ci (voir par exemple Best *et al.*, 2011) améliorent la simulation de l'atmosphère et de la température du sol. Comme les propriétés physiques de la neige diffèrent sensiblement de celles d'autres surfaces, il convient de représenter correctement l'hétérogénéité des surfaces enneigées, surtout dans les zones boisées. C'est pourquoi il est recommandé d'adopter une approche multiple du bilan énergétique tenant explicitement compte des transferts radiatifs qui se produisent à travers le couvert forestier afin de

représenter correctement les interactions sol-neige-végétation dans les systèmes de prévision numérique du temps tout en couplant des modèles de complexité intermédiaire de la neige avec des modèles relativement complexes du sol représentant le processus de congélation.

L'initialisation en temps quasi réel de l'état des caractéristiques de la neige (enneigement, épaisseur, température, etc.) pose des problèmes particuliers. Il n'est pas encore possible de déterminer l'épaisseur de la neige par télédétection; la mesure en temps quasi réel de l'enneigement par des capteurs optiques et la mesure de l'équivalent en eau de la neige dans les hyperfréquences sont nettement insuffisantes. Les observations *in situ* quant à l'épaisseur de la neige sont toujours une source clef d'informations sur la neige dans les systèmes de prévision numérique du temps, mais leur distribution est inégale et l'on note des divergences dans les pratiques s'y rapportant. En revanche, on observe facilement la température pelliculaire par temps clair à partir de satellites. Fréville *et al.* (2014) ont démontré la haute qualité de la mesure de la température pelliculaire dans l'Antarctique effectuée par le spectroradiomètre imageur MODIS à moyenne résolution. Il est recommandé de faire appel à la Veille mondiale de la cryosphère (VMC) pour améliorer la mesure de l'épaisseur de la neige et l'accès *in situ*, en temps quasi réel, à des observations concernant ce paramètre. Il est également recommandé d'évaluer les possibilités qu'offrent les simulations hors connexion en temps quasi réel des caractéristiques de l'enneigement comme autre source ou comme complément d'observations sur la neige dans les systèmes de prévision numérique du temps.

## 9.5 INTERACTIONS ENTRE LES GLACES DE MER ET L'ATMOSPHÈRE

Les glaces de mer jouent un rôle important à l'interface entre les océans et l'atmosphère. La surface des océans absorbe la plus grande partie du rayonnement solaire incident tandis que du fait de leur albédo élevé, les glaces de mer reflètent 50 à 70 % de ce rayonnement. Dans les simulations du changement climatique, la différence d'albédo entre les océans et les glaces de mer peut provoquer une rétroaction (Winton, 2006; Perovich *et al.*, 2007): la fonte des glaces de mer du fait de laquelle les océans absorbent davantage de chaleur, donc font fondre davantage de glace, est un mécanisme important permettant de déterminer le taux de recul des glaces de mer. À part leur action due à leur albédo élevé, les glaces de mer servent de couverture aux océans en réduisant la perte de chaleur de ceux-ci, alors que leur congélation et leur fonte entraînent des flux de sel et d'eau douce dans les océans, susceptibles d'induire des variations de la circulation thermohaline à grande échelle.

Par le passé, les modèles couplés incluant les glaces de mer servaient essentiellement à des simulations du climat à long terme. De nos jours, cependant, avec l'intérêt croissant manifesté pour les prévisions saisonnières concernant les minima des glaces de mer de l'Arctique (Merryfield *et al.*, 2013; Peterson *et al.*, 2014) et les possibilités de faire passer les navires par l'océan Arctique (Stephenson *et al.*, 2011), les simulations couplées des glaces de mer allant de la courte échéance à une échéance séculaire retiennent de plus en plus l'attention. On peut prévoir que le Projet de prévision polaire (<http://www.polarprediction.net/>) et l'Année de la prévision polaire vont aboutir à une amélioration de l'emploi de modèles couplés pour les prévisions à courte et à moyenne échéance. Il peut être démontré que vu l'importance du cycle saisonnier des glaces de mer, une approche sans discontinuité de leur modélisation couplée est susceptible d'améliorer les modèles à toutes les échelles de temps (Hewitt *et al.*, 2015).

Dans les modèles couplés, on fait généralement appel à une grille identique pour les océans et pour les glaces de mer. Ce choix est prudent, car 1) les océans et la glace interagissent à courte échéance, et 2) le recours à des grilles évitant une singularité du pôle Nord (actuellement des grilles tripolaires) convient tant pour les océans que pour les glaces de mer. Pour ce qui est du couplage des glaces de mer, on cherche à déterminer l'endroit le plus approprié pour établir une interface d'échange de champs de couplage entre les glaces de mer et l'atmosphère. Dans les modèles les plus couramment employés, cette interface se situe soit à la surface des glaces, soit au premier niveau intérieur de celles-ci, cette dernière approche, semblable au couplage d'éléments de la surface du sol présenté par Best *et al.* (2004), permettant de calculer



implicitement la température de surface des glaces de mer en fonction des flux thermodynamiques de surface (voir par exemple Hewitt *et al.*, 2011). Il conviendra, à l'avenir, de déterminer l'importance relative des deux approches.

La thermodynamique des glaces de mer est essentielle pour déterminer leur interaction avec l'atmosphère et les océans. De nombreux modèles incluent une thermodynamique multicouche (Bitz et Lipscomb, 1999), bien que les problèmes que pose un couplage implicite aient conduit certains auteurs à établir une thermodynamique de niveau zéro. Le recours à des glaces de mer multicouche permet d'en modéliser le profil de salinité dans toute l'épaisseur de la glace (Vancoppenolle *et al.*, 2006). Une eau salée apparaît lorsque la glace se forme et lorsqu'elle se refroidit en vieillissant. Des recherches sont en cours pour représenter la microstructure de la glace et les processus de petite échelle qui se produisent à l'intérieur de celle-ci, comme l'évolution des poches d'eau salée et le drainage par gravité (Turner *et al.*, 2013), qui eux-mêmes influent sur les propriétés de la glace (Semtner, 1976). En général, les modèles les plus perfectionnés des glaces de mer modélisent ces glaces en établissant une distribution de l'épaisseur de la glace (Thorndike *et al.*, 1975) telle que la surface des océans soit couverte en fait de «dalles» d'eau libre ou de glaces de mer dont l'épaisseur est classée par catégorie (cinq catégories étant souvent utilisées pour la modélisation du climat, selon Bitz *et al.*, 2001). L'un des avantages de l'affectation de catégories multiples aux glaces de mer est qu'une glace de faible épaisseur réagit rapidement à toute variation des flux de surface. Dans les régions où les grilles océans-glaces de mer et les grilles atmosphériques sont mal alignées, la conservation des flux dans de nombreuses dalles peut poser un problème.

Pour représenter avec précision le cycle saisonnier de l'albédo de la glace (comme, par exemple, dans le cadre du projet concernant le bilan thermique de surface de l'océan Arctique: voir Perovich *et al.*, 2002), les modèles de glaces de mer doivent tenir compte des propriétés de la neige et des mares de fonte. Avant le début de la saison de fonte, la neige, avec son albédo élevé et sa faible conductivité thermique, peut avoir des incidences importantes sur le bilan thermique de surface. La plupart des modèles en service ne simulent que grossièrement l'évolution de la couverture neigeuse, souvent avec une seule couche verticale, la densité de la neige étant fixée dans l'espace et dans le temps. Les modèles couplés ont pour vocation de servir de modèles perfectionnés de la neige présente sur les glaces de mer, comme ceux employés sur la terre ferme (Best *et al.*, 2011). Lors de la saison de fonte, lorsque des mares se forment en surface, l'albédo de surface peut être nettement plus faible que celui de la glace vive ou de la glace recouverte de neige. Keen *et al.* (2013) ont montré que cet effet était important pour la simulation de l'amincissement à long terme des glaces de mer pendant la période historique. Toutefois, dans de nombreux modèles, on paramètre l'effet des mares de fonte sur l'albédo de surface en choisissant un albédo qui dépend de la température de surface. Vu l'importance probable de ce processus, on implante actuellement des modèles qui tiennent explicitement compte de l'évolution des mares de fonte (Flocco *et al.*, 2010). Cette prise en compte devrait permettre d'améliorer la simulation de la saison de fonte.

La mesure par satellite du gradient de vitesse des glaces de mer révèle que la couverture de glaces de mer de l'Arctique se distingue par des plaques quasi rigides séparées par des zones longues et étroites de fortes déformations (Kwok *et al.*, 2008). Il est essentiel de simuler correctement ces déformations, car elles sont très importantes pour les interactions atmosphère-glaces de mer-océan et pour la détermination du bilan massique de la glace et du champ d'épaisseur de la glace à l'échelle géophysique. En cas de convergence, l'épaisseur de la glace augmente localement en raison du chevauchement et de la formation de crêtes. En cas de divergence, la couverture de glaces de mer s'ouvre et une coulée se forme. Les coulées, qui absorbent le rayonnement solaire en été, peuvent être, en hiver, les sites de vastes échanges de chaleur latente et de chaleur sensible entre les océans polaires relativement chauds et l'atmosphère froide (Maykut, 1978). La plupart des modèles actuels représentent la rhéologie des glaces de mer selon une formulation viscoplastique (Hibler, 1979) en utilisant la méthode élasto-viscoplastique (Hunke, 2001; Lemieux *et al.*, 2012; Bouillon *et al.*, 2013), selon laquelle la couverture de glace est isotrope et ne peut résister qu'à de faibles forces de tension (Coon *et al.*,

1974), cette méthode ayant été élaborée pour des modèles d'une résolution spatiale égale à  $O$  (100 km). Les hypothèses retenues ont été remises en question lors d'un débat dynamique sur la rhéologie des glaces de mer, certains auteurs affirmant que l'approche de Hibler ne peut rendre compte correctement des statistiques sur la déformation de ces glaces (Girard *et al.*, 2011) et qu'une nouvelle rhéologie est nécessaire. Diverses approches ont été proposées, telles que celle des modèles anisotropes (Schreyer *et al.*, 2005; Tsamados *et al.*, 2013) et celle de la rhéologie élastofragile (Girard *et al.*, 2011). Il reste beaucoup à faire pour évaluer ces faits nouveaux et les conditions de représentation de la rhéologie de la glace à mesure qu'augmente la résolution des modèles. Il va falloir améliorer les algorithmes numériques haute résolution pour résoudre les problèmes numériques qui s'identifient avec les solveurs (voir par exemple Lemieux *et al.*, 2010; Lipscomb *et al.*, 2007; Lemieux *et al.*, 2014). Outre la rhéologie de la glace, les voiles et les quilles des crêtes de haute pression sont des caractéristiques topographiques importantes qui influent sur la tension air-glace et glace-océan. En général, dans les modèles de glaces de mer, on ne considère que la résistance pelliculaire et l'on néglige la résistance de forme due aux caractéristiques topographiques (voir par exemple Hibler, 1979; Losch *et al.*, 2009), mais on a mis au point récemment de nouvelles formulations de cette tension (Lupkes *et al.*, 2013; Tsamados *et al.*, 2014) pour étudier les questions abordées, qui vont devoir être évaluées dans des modèles couplés.

Les interactions vagues-glace vont devoir faire l'objet de recherches pour qu'on puisse améliorer la représentation des interactions atmosphère-glaces-océans en bordure de la zone des glaces (voir par exemple Williams *et al.*, 2013). Les vagues qui se propagent dans des eaux où les glaces sont abondantes sont amorties, l'atténuation étant plus importante pour les vagues de courte longueur d'onde. Les vagues peuvent elles-mêmes affecter la couverture de glaces de mer de diverses façons: elles peuvent briser les glaces flottantes, modifiant ainsi les propriétés mécaniques de la glace, accélérant la fonte latérale et se répercutant sur la formation de frazil. Les vagues qui déferlent sont susceptibles d'altérer l'albédo de surface en déposant de l'eau de mer à la surface des glaces flottantes.

## 9.6 STRATÉGIES EN MATIÈRE DE COUPLAGE

Il y a des considérations techniques et scientifiques à prendre en compte pour édifier un modèle atmosphère-océan-vagues-glaces de mer. Il est clair qu'avec des ressources informatiques limitées, il importe de créer des systèmes efficaces qui soient contrebalancés par des solutions techniques garantissant l'intégrité scientifique des modèles en en faisant interagir les éléments à l'échelle temporelle la plus appropriée et en assurant la conservation de l'eau douce et de l'énergie.

Sur le plan technique, il convient d'élaborer la stratégie la plus efficace en déterminant comment en disposer les éléments et échanger les flux entre ces éléments. Dans certains cas, par exemple, il sera plus efficace de coupler les éléments dans un seul fichier exécutable et de réaliser le couplage à l'échelle temporelle du pas de temps de ces éléments, alors que dans d'autres cas, il sera plus efficace de faire appel à un coupleur pour effectuer l'échange de données entre éléments. Avec l'augmentation de la résolution des modèles et l'adjonction dans ceux-ci de nouveaux éléments tels que les vagues, les inlandsis et les plates-formes de glace, il est probable qu'il faille revoir les stratégies en matière de couplage. Tôt ou tard, la météorologie et la climatologie exigeront des couplages souples à haut rendement. Ces couplages sont essentiels depuis quelques années, de nouvelles difficultés étant apparues du fait de la nécessité de coupler un nombre croissant d'éléments, de poursuivre divers objectifs scientifiques et d'entretenir de multiples configurations, cette tendance devant se poursuivre à l'avenir.

Les techniques de couplage lient entre eux des modèles constituants en permettant un échange de données entre éléments et en contrôlant la mise en œuvre de ces éléments. Les données issues de modèles constituants doivent être positionnées sur une nouvelle grille et passer entre ces modèles tout en respectant des contraintes telles que la conservation des quantités physiques, la stabilité de l'échange numérique de flux et la concordance avec les processus physiques qui se

produisent à proximité de la surface des éléments. Comme l'ont indiqué Valcke *et al.* (2012), il existe deux approches communes: 1) la «stratégie intégrée» (voir par exemple le réseau de modélisation du système terrestre (<http://www.earthsystemmodeling.org>; Hill *et al.*, 2004), le nouveau coupleur CPL7 du Centre américain de recherche atmosphérique (NCAR) (Craig *et al.*, 2012), le Système souple de modélisation (<http://www.gfdl.noaa.gov/fms>)), où une couche active sollicite explicitement les éléments et où le couplage a lieu par le biais d'arguments passant par l'interface de ces éléments, ce qui exige généralement la compilation de tous les modèles constituant en un seul objet binaire, et 2) une approche «exécutable multiple» (voir par exemple le coupleur OASIS (océan-atmosphère-glaces de mer-sol) (<https://verc.enes.org/oasis>; Valcke, 2013), le coupleur OpenPALM ([http://www.cerfacs.fr/globc/PALM\\_WEB/](http://www.cerfacs.fr/globc/PALM_WEB/)), le coupleur GOSSIP, mis au point par Environnement Canada (<http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/science/rpn/>)), où l'indépendance binaire des éléments et la synchronisation sont assurées par des communications spécialisées placées de façon souple dans les modèles, avec une intrusion minimale dans leur architecture de codage. Comme ces stratégies répondent à des besoins différents, elles devront être conservées et développées toutes deux dans un avenir prévisible. En plus de ces deux approches générales du couplage, d'autres approches font leur apparition, comme le couplage d'éléments par le biais de services Internet. Dans certains cas, lorsque les modèles constituant sont tellement différents qu'ils ne devraient même pas tourner sur une même plate-forme, il faut envisager un traitement hétérogène. Cela peut être particulièrement intéressant pour intégrer des modèles de diverses origines, avec des facteurs déterminants et des contraintes distincts concernant par exemple la surface du sol ou l'hydrologie.

L'amélioration de la productivité scientifique va continuer d'être le principal moteur des décisions quant à l'avenir des techniques de couplage. La plupart des progrès accomplis depuis une dizaine d'années ont pour origine une amélioration du matériel avec une accélération des processeurs, un gain de parallélisme des mémoires et un gain de vitesse des algorithmes de communication. Cependant, pour associer une amélioration des performances à une diminution de la consommation d'énergie, les futures plates-formes seront sans doute fondées sur des architectures système hétérogènes réunissant un nombre de processeurs supérieur de plusieurs puissances de 10, mais avec une mémoire moindre et plus lente. Le passage à l'ère de l'exa-échelle va exiger, pour la technique du couplage et pour les logiciels, la recherche de nouvelles possibilités de parallélisme et l'amélioration du chevauchement des communications et des calculs.

Les spécialistes des géosciences peuvent établir des collaborations en matière a) de comparaisons qualitatives et d'analyse comparative des performances de diverses techniques de couplage, et b) d'unification de différentes approches du couplage. On peut prendre comme exemple d'une activité en cours l'infrastructure du Réseau européen de modélisation du système Terre (IS-ENES2), projet de l'Union européenne ([verc.enes.org/ISENES2](http://verc.enes.org/ISENES2)) associée au Comité international de travail sur les techniques de couplage ([earthsystemcog.org/projects/iwcct/](http://earthsystemcog.org/projects/iwcct/); Valcke et Dunlap, 2011; Dunlap *et al.*, 2014). Les résultats de certaines activités de couplage telles que la pesée par interpolation, l'échange en parallèle de données sur le couplage et le remaillage sont faciles à comparer en fonction de la technologie employée, alors que d'autres aspects tels que la convivialité, la souplesse ou l'intrusivité des techniques de couplage sont plus difficiles à saisir, donc à définir et à mesurer. Toutefois, une évaluation générale des diverses techniques de couplage aura son utilité. Bien que des obstacles importants s'opposent au partage des infrastructures, l'unification des approches de couplage peut avoir des avantages, surtout en ce qui concerne le partage des frais de développement. La fusion récente du coupleur OASIS3 et du *Modeling Coupling Toolkit* (MCT: outil de modélisation pour la simulation de couplages), qui a donné naissance au coupleur OASIS3-MCT, est un exemple de collaboration fructueuse. On a lancé des recherches sur la programmation générative, dans le cadre de laquelle on étudie des moyens d'unifier diverses approches du couplage (voir par exemple BFG; Armstrong *et al.*, 2009). À l'avenir, avec la conclusion de nouveaux partenariats, nous pensons que les spécialistes des géosciences vont bénéficier d'une nouvelle génération de techniques de couplage robustes, efficaces et de haute qualité.

## 9.7 CONCLUSIONS

Dans ce chapitre, nous avons abordé certains aspects nouveaux des interactions entre l'atmosphère, les océans, les vagues, la neige et les glaces de mer, ainsi que les stratégies quantitatives de couplage. L'augmentation de la résolution des modèles, et notamment des modèles océaniques, devrait avoir des avantages notables. Il existe des indications intéressantes selon lesquelles le couplage océan-atmosphère va produire un signal prévisible à l'échelle saisonnière plus important que dans les modèles actuels, et il se peut que la situation s'améliore grâce à une résolution correcte des tourbillons océaniques de moyenne échelle. On a déterminé récemment que la circulation océanique de submésosécherelle, qui joue un rôle important pour la restratification des couches superficielles des océans, va devoir être paramétrée. On sait maintenant que les vagues façonnent la structure de la couche limite de l'atmosphère maritime et qu'elles dominent probablement le mélange dans la couche limite de la surface des océans. C'est pourquoi il est urgent de coupler les modèles de prévision des vagues et de paramétrer correctement les processus commandés par les vagues. Les modèles de l'effet de la neige sur le bilan énergétique de surface s'améliorent sensiblement depuis une dizaine d'années et l'on reconnaît maintenant que les modèles multicouche sont essentiels pour représenter le vaste ensemble des processus en jeu. Dans le cas de la prévision numérique du temps et des prévisions saisonnières, il convient d'initialiser les propriétés de la neige afin d'améliorer les observations quant à l'enneigement et à l'épaisseur de la neige. Nous avons souligné que les modèles de glaces de mer devaient représenter des flux à partir des nombreuses conditions qui apparaissent, comme le vieillissement de la glace, les mares de fonte et la neige. Comme nous atteignons des résolutions de plus en plus élevées, nous devons assurer la représentation de la rhéologie de la glace et des interactions vagues-glace. Enfin, nous avons abordé brièvement les techniques actuelles qui facilitent le couplage entre divers éléments du système terrestre. Il va falloir investir largement dans ces techniques pour bénéficier des avantages de l'informatique à exa-échelle.

## 9.8 REMERCIEMENTS

Stephen Belcher et Helene Hewitt ont obtenu le soutien du Programme climatique GA01101 lancé conjointement par la Direction britannique de l'énergie et du changement climatique (DECC) et par le Centre Hadley du Met Office relevant du Ministère britannique de l'environnement, de l'alimentation et des affaires rurales (DEFRA). Les auteurs souhaitent remercier Alex West, Chris Harris et Adam Scaife pour leur apport profitable.

## BIBLIOGRAPHIE

- Armstrong, R.L. et E. Brun, 2008: *Snow and climate: physical processes, surface energy exchange and modelling*, Cambridge Univ. Press
- Armstrong, C.W., R.W. Ford et G.D. Riley, 2009: Coupling integrated earth system model components with BFG2, *Concurrency and Computation: Practice and Experience*, 21: 767-791, doi: 10.1002/cpe.1348
- Atelier PMRPT-THORPEX sur les prévisions polaires, 2013: CEPMMT, Royaume-Uni, 24-27 juin 2013, [http://www.polarprediction.net/fileadmin/user\\_upload/redakteur/Home/Meetings/Final\\_Report\\_WWRP-PPP-YPM-1\\_18July2013.pdf](http://www.polarprediction.net/fileadmin/user_upload/redakteur/Home/Meetings/Final_Report_WWRP-PPP-YPM-1_18July2013.pdf)
- Belcher, S.E., A.L.M. Grant, K.E. Hanley, B. Fox-Kemper, L. Van Roekel, P.P. Sullivan, W.G. Large, A. Brown, A. Hines, D. Calvert, A. Rutgersson, H. Pettersson, J. Bidlot, P.A.E.M. Janssen et J.A. Polton, 2012: A global perspective on mixing in the ocean surface boundary layer. *Geophysical Research Letters* 39: L18605, doi: 10.1029/2012GL052932
- Best, M.J., A. Beljaars, J. Polcher et P. Viterbo, 2004: A proposed structure for coupling tiled surfaces with the planetary boundary layer, *Journal of Hydrometeorology*, 5: 1271-1278

- Best, M.J., M. Pryor, D.B. Clark, G.G. Rooney, R.L.H Essery, C.B. Ménard, J.M. Edwards, M.A. Hendry, A. Porson, N. Gedney, L.M. Mercado, S. Sitch, E. Blyth, O. Boucher, P.M. Cox, C.S.B. Grimmond et R.J. Harding, 2011: The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description — Part 1: Energy and water fluxes, *Geoscientific Model Development*, 4: 677-699, doi: 10.5194/gmd-4-677-2011
- Bitz, C.M. et W.H. Lipscomb, 1999: An energy-conserving thermodynamic sea ice model for climate study. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 104:15669-15677
- Bitz, C. M., M. M. Holland, A. J. Weaver et M. Eby, 2001: Simulating the ice-thickness distribution in a coupled climate model. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 106: 2441-2463
- Boccaletti, G., R. Ferrari et B. Fox-Kemper, 2007: Mixed layer instabilities and re-stratification, *Journal of Physical Oceanography*, 37: 2228-2250
- Bony, S., R. Colman, V.M. Kattsov, R.P. Allan, C.S. Bretherton, J.-L. Dufresne, A. Hall, S. Hallegatte, M.M. Holland, W. Ingram, D.A., Randall, B.J. Soden, G. Tselioudis et M.J. Webb, 2006: How Well Do We Understand and Evaluate Climate Change Feedback Processes? *Journal of Climate*, 19: 3445-3482. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3819.1>
- Bouillon, S., T. Fichefet, V. Legat et G. Madec, 2013: The elastic-viscous-plastic method revisited, *Ocean Modelling*, 71: 2-12
- Brayshaw, D.J., T. Woolings et M. Vellinga, 2009: Tropical and Extratropical responses of the North Atlantic circulation to a sustained weakening of the MOC. *Journal of Climate*, 22: 3146-3155, doi: 10.1175/2008JCLI2594.1
- Brun, E., V. Vionnet, A. Boone, B. Decharme, Y. Peings, R. Valette, F. Karbou et S. Morin, 2013: Simulation of northern Eurasian local snow depth, mass, and density using a detailed snowpack model and meteorological reanalyses, *Journal of Hydrometeorology*, 14: 203-219, doi: 10.1175/JHM-D-12-012.
- Bryan, F.O., R. Tomas, J.M. Dennis, D.B. Chelton, N.G. Loeb et J.L. McClean, 2010: Frontal scale air-sea interaction in high-resolution coupled climate models, *Journal of Climate*, 23: 6277-6291
- Capet, X., J.C. McWilliams, M.J. Molemaker et A.F. Shchepetkin, 2008: Mesoscale to sub-mesoscale transition in the California current system. Part II: Frontal processes, *Journal of Physical Oceanography*, 38: 44-64
- Carrasco, A., A. Semedo, P.E. Isachsen, K.H. Christensen et Ø. Sætra, 2014: Global surface wave drift climate from ERA-40: the contributions from wind-sea and swell, *Ocean Dynamics*, 64:1815-1829
- Cavaleri, L., B. Fox-Kemper et M.Hemer, 2012: Wind waves in the coupled climate system, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93: 1651-1661
- Chelton, D. B. et Xie, S.-P., 2010: Coupled ocean-atmosphere interaction at oceanic mesoscales, *Oceanography*, 23(4): 52-69
- Chen, S.S, W. Zhao, M.A. Donelan, J.F. Price et E.J. Walsh, 2007: The CBLAST-hurricane program and the next-generation fully coupled atmosphere-wave-ocean models for hurricane research and prediction, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88: 311-317
- Coon, M.D., G.A. Maykut, R.S. Pritchard, D.A. Rothrock et A.S. Thorndike, 1974: Modeling the pack ice as an elastic-plastic material, *AIDJEX Bulletin*, 24: 1-105
- Craig, A.P., M. Vertenstein et R. Jacob, 2012: A new flexible coupler for earth system modeling developed for CCSM4 and CESM1, *International Journal of High Performance Computing Applications*, 26: 31-42, doi: 10.1177/1094342011428141
- D'Asaro, E., C. Lee, L. Rainville, R. Harcourt et L. Thomas, 2011: Enhanced turbulence and energy dissipation at ocean fronts, *Science*, 332: 318-322

- D'Asaro, E., 2013: Turbulence in the upper-ocean mixed layer, *Annual Review of Marine Science*, 6: 101-115
- D'Asaro, E., J. Thomson, A.Y. Shcherbina, R.R. Harcourt, M.F. Cronin, M.A. Hemer et B. Fox-Kemper, 2014: Quantifying upper ocean turbulence driven by surface waves, *Geophysical Research Letters*, 41:102-107
- Delworth, T.L., A. Rosati, W. Anderson, A.J. Adcroft, V. Balaji, R. Benson, K. Dixon, S.M. Griffies, H.C. Lee, R.C. Pacanowski, G. A. Vecchi, A. T. Wittenberg, F. Zeng et R. Zhang, 2012: Simulated climate and climate change in the GFDL CM2. 5 high-resolution coupled climate model, *Journal of Climate*, 25: 2755-2781
- Demory, M.-E., P. L. Vidale, M. J. Roberts, P. Berrisford, J. Strachan, R. Schiemann et M. Mizielinski (2014): The role of horizontal resolution in simulating drivers of the global hydrological cycle. *Climate Dynamics*, 42, 7, 2201-2225, doi: 10.1007/s00382-013-1924-4
- Dunlap, R., M. Vertenstein, S. Valcke et A. Craig, 2014: Second workshop on coupling technologies for earth system models, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95: ES34-ES38, doi: 10.1175/BAMS-D-13-00122.1
- Eade, R., D. Smith, A. Scaife, E. Wallace, N. Dunstone, L. Hermanson et N. Robinson, 2014: Do seasonal to decadal predictions underestimate the predictability of the real world? *Geophysical Research Letters*, 41: doi: 10.1002/2014GL061146
- Edson, J., T. Crawford, J. Crescenti, T. Farrar, N. Frew, G. Gerbi, C. Helmig, T. Hristov, D. Khelif, A. Jessup, H. Jonsson, M. Li, L. Mahrt, W. McGillis, A. Plueddemann, L. Shen, E. Skillingstad, T. Stanton, P. Sullivan, J. Sun, J. Trowbridge, D. Vickers, S. Wang, Q. Wang, R. Weller, J. Wilkin, A.J.III Williams, D.K.P. Yue et C. Zappa, 2007: The coupled boundary layers and air-sea transfer experiment in low winds, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88: 341-356, doi: 10.1175/BAMS-88-3-341
- Essery, R. et P. Etchevers, 2004: Parameter sensitivity in simulations of snowmelt, *Journal of Geophysical Research*, 109: D20111, doi: 10.1029/2004JD005036
- Fairall, C.W., E.F. Bradley, J.E. Hare, A.A. Grachev et J.B. Edson, 2003: Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm, *Journal of Climate*, 16: 571-591
- Feliks, Y., M. Ghil et A.W. Robertson, 2011: The atmospheric circulation over the North Atlantic as induced by the SST field, *Journal of Climate*, 24: 522-542
- Flocco, D., D. Feltham et A.K. Turner, 2010: Incorporation of a physically based melt pond scheme into the sea ice component of a climate model, *Journal of Geophysical Research*, 115: C08012, doi: 10.1029/2009JC005568
- Fox-Kemper, B., R. Ferrari et R. Hallberg, 2008: Parameterization of mixed layer eddies. Part I: Theory and diagnosis, *Journal of Physical Oceanography*, 38: 1145-1165
- Fox-Kemper, B., G. Danabasoglu, R. Ferrari, S.M. Griffies, R.W. Hallberg, M.M. Holland, M.E. Maltrud, S. Peacock et B.L. Samuels, 2011: Parameterization of mixed layer eddies. III: Implementation and impact in global ocean climate simulations, *Ocean Modelling*, 39: 61-78
- Frenger, I., N. Gruber, R. Knutti et M. Münnich, 2013: Imprint of southern ocean eddies on winds, clouds and rainfall. *Nature Geoscience*, 6(8): 608-612
- Fréville, H., E. Brun, G. Picard, N. Tatarinova, L. Arnaud, C. Lanconelli, C. Reijmer et M. Van den Broeke, 2014: Using MODIS land surface temperatures and the Crocus snow model to understand the warm bias of ERA-Interim reanalyses at the surface in Antarctica, *Cryosphere*, 8: 1361-1373
- Girard, L., S. Bouillon, J. Weiss, D. Amitrano, T. Fichet, V. Legat, 2011: A new modeling framework for sea-ice mechanics based on elasto-brittle rheology, *Annals of Glaciology*, 52: 123-132

- Grachev, A. A. et C. W. Fairall, 2001: Upward momentum transfer in the marine boundary layer. *Journal of Physical Oceanography*, 31, 1698-1711
- Grant, A.L. et S. E. Belcher, 2011: Wind driven mixing below the oceanic mixed layer. *Journal of Physical Oceanography* 41: 1556-1575
- Hamlington, P.E., L.P. Van Roekel, B. Fox-Kemper, K. Julien et G.P. Chini, 2014: Langmuir–submesoscale interactions: Descriptive analysis of multiscale frontal spindown simulations, *Journal of Physical Oceanography*, 44: 2249-2272
- Hanley, K.E. et S.E. Belcher, 2008: Wave driven winds in the marine atmospheric boundary layer. *Journal of Atmospheric Sciences*, 65: 2646-2660
- Hanley, K.E., S.E. Belcher et P. Sullivan, 2010: A global climatology of wind-wave interaction. *Journal of Physical Oceanography*, 40: 1263-1282
- Hasselmann, K., 1976: Stochastic climate models. Part I: Theory, *Tellus*, 28: 473-485
- Hewitt, H. T., D. Copsey, I. D. Culverwell, C. M. Harris, R. S. R. Hill, A. B. Keen, A. J. McLaren et E. C. Hunke, 2011: Design and implementation of the infrastructure of HadGEM3: the next-generation Met Office climate modelling system, *Geoscientific Model Development*, 4: 223-253, doi: 10.5194/gmd-4-223-2011
- Hewitt, H. T., J. K. Ridley, A. B. Keen, A. E. West, K. A. Peterson, J. G. L. Rae, S. M. Milton et S. Bacon, 2015: A Seamless Approach to Understanding and Predicting Arctic sea ice in Met Office Modelling systems, *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, accepté
- Hibler, W.D., 1979: A dynamic thermodynamic sea ice model, *Journal of Physical Oceanography*, 9: 815-846
- Hill, C., C. DeLuca, V. Balaji, M. Suarez et A. da Silva, 2004: Architecture of the earth system modeling framework, *Computer Science and Engineering*, 6: 18-28
- Holtstlag, A., G. Svensson, P. Baas, S. Basu, B. Beare, A. Beljaars, F. Bosveld, J. Cuxart, J. Lindvall, G.-J. Steeneveld, M. Tjernström et B. Van De Wiel, 2013: Stable Atmospheric Boundary Layers and Diurnal Cycles: Challenges for Weather and Climate Models, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94: 1691-1706, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00187.1>
- Hunke, E., 2001: Viscous-plastic sea ice dynamics with the evp model: Linearization issues. *Journal of Computational Physics*, 170: 18-38
- Janssen, P.A.E.M., 1989: Wave-Induced Stress and the Drag of Air Flow over Sea Waves. *Journal of Physical Oceanography*, 19: 745-754. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1989\)019](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1989)019)
- Janssen, P.A.E.M., 2008: Progress in ocean wave forecasting, *Journal of Computational Physics*, 227: 3572-3594
- Jochum, M., B.P. Briegleb, G. Danabasoglu, W.G. Large, N.J. Norton, S.R. Jayne, M.H. Alford et F.O. Bryan, 2013: The impact of oceanic near-inertial waves on climate, *Journal of Climate*, 26: 2833-2844
- Keen, A.B., H.T. Hewitt et J.K. Ridley, 2013: A case study of a modelled episode of low Arctic sea ice, *Climate Dynamics*, 10.1007/s00382-013-1679-y
- Kwok, R., E.C. Hunke, W. Maslowski, D. Menemenlis et J. Zhang, 2008: Variability of sea ice simulations assessed with RGPS kinematics, *Journal of Geophysical Research*, 113: C11012, doi: 10.1029/2008JC004783
- Lane, E.M., J.M. Restrepo et J.C. McWilliams, 2007: Wave-current interaction: A comparison of radiation-stress and vortex-force representations, *Journal of Physical Oceanography*, 37: 1122-1141

- Large, W.G. et G.B. Crawford, 1995: Observations and simulations of upper-ocean response to wind events during the Ocean Storms experiment, *Journal of Physical Oceanography*, 25: 2831-2852
- Lemieux, J.-F., B. Tremblay, J. Sedlacek, P. Tupper, S. Thomas, D. Huard et J.-P. Auclair, 2010: Improving the numerical convergence of viscous-plastic sea ice models with the Jacobian-free Newton Krylov method, *Journal of Computational Physics*, 229: 2840-2852, doi: 10.1016/j.jcp.2009.12.011
- Lemieux, J.-F., D.A. Knoll, B. Tremblay, D. Holland et M. Losch, 2012: A comparison of the Jacobian-free Newton-Krylov method and the EVP model for solving the sea ice momentum equation with a viscous-plastic formulation: A serial algorithm study, *Journal of Computational Physics*, 231: 5926-5944
- Lemieux, J.-F., D.A. Knoll, M. Losch et C. Girard, 2014: A second-order accurate in time IMPLICIT-EXPLICIT (IMEX) integration scheme for sea ice dynamics, *Journal of Computational Physics*, 263: 375-392, doi: 10.1016/j.jcp.2014.01.010
- Lipscomb, W.H., E.C. Hunke, W. Maslowski et J. Jakacki, 2007: Ridging, strength, and stability in high-resolution sea ice models, *Journal of Geophysical Research*, 112: C03S91, doi: 10.1029/2005JC003355
- Losch, M., D. Menemenlis, J.-M. Campin, P. Heimbach et C. Hill, 2009: On the formulation of sea-ice models. Part 1: Effects of different solver implementations and parameterizations, *Ocean Modelling*, 33: 129-144, doi: 10.1016/j.ocemod.2009.12.008
- Lupkes, C., V.M. Gryanik, A. Rosel, G. Birnbaum et L. Kaleschke, 2013: Effect of sea ice morphology during Arctic summer on atmospheric drag coefficients used in climate models, *Geophysical Research Letters*, 40: 1-6, doi: 10.1002/grl.50081
- Mahadevan, A., E. D'Asaro, C. Lee et M.J. Perry, 2012: Eddy-driven stratification initiates North Atlantic spring phytoplankton blooms, *Science*, 337: 54-58
- Maykut, G.A., 1978: Large-scale heat exchange and ice production in the Central Arctic, *Journal of Geophysical Research*, 87: 7971-7984
- McClean, J.L., D.C. Bader, F.O. Bryan, M.E. Maltrud, J.M. Dennis, A.A. Mirin, P.W. Jones, Y.Y. Kim, D.P. Ivanova, M. Vertenstein *et al.*, 2011: A prototype two-decade fully-coupled fine-resolution CCSM simulation, *Ocean Modelling*, 39: 10-30
- McWilliams, J.C., Restrepo, J. Huckle, J.-H. Liang et P.P. Sullivan, 2012: The wavy Ekman layer: Langmuir circulations, breaking waves, and Reynolds stress. *Journal of Physical Oceanography*, 42: 1793-1816
- McWilliams, J. C. et B. Fox-Kemper, 2013: Oceanic wave-balanced surface fronts and filaments, *Journal of Fluid Mechanics*, 730: 464-490
- Merryfield, W.J., W.-S. Lee, W. Wang, M. Chen et A. Kumar, 2013: Multi-system seasonal predictions of Arctic sea ice, *Geophysical Research Letters*, 40: 1551-1556, doi: 10.1002/grl.50317
- Minobe, S., A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, S.-P. Xie et R. J. Small, 2008: Influence of the Gulf Stream on the troposphere, *Nature*, 452: doi: 10.1038/nature06690
- Moon, I.-J., I. Ginis, T. Hara et B. Thomas, 2007: A physics-based parameterization of air-sea momentum flux at high wind speeds and its impact on hurricane intensity predictions, *Monthly Weather Review*, 135: 2869-2878
- Perovich, D. K., T. C. Grenfell, B. Light et P.V. Hobbs, 2002: Seasonal evolution of the albedo of multiyear Arctic sea ice, *Geophysical Research Letters*, 107: doi: 10.1029/2000JC00438
- Perovich, D. K., B. Light, H. Eicken, K. F. Jones, K. Runciman et S. V. Nghiem, 2007: Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979–2005: Attribution and role in the ice-albedo feedback, *Geophysical Research Letters*, 34: L19505, doi: 10.1029/2007GL031480



- Peterson, K.A., A. Arribas, H. T. Hewitt, A. B. Keen, D. J. Lea et A. J. McLaren, 2014: Assessing the forecast skill of Arctic sea ice extent in the GloSea4 seasonal prediction system, *Climate Dynamics*, 44(1-2): 147-162, doi: 10.1007/s00382-014-2190-9
- Picard et W.R. Simpson, 2008: Snow physics as relevant to snow photochemistry, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8: 171-208
- Pinardi, N., I. Allen, E. Demirov, P. De Mey, G. Korres, A. Las-Caratos, P.-Y. Le Traon, C. Maillard, G. Manzella G. et C. Tziavos, 2003: The Mediterranean ocean forecasting system: first phase of implementation (1998-2001), *Annales Geophysicae.*, 21: 3-20, doi: 10.5194/angeo-21-3-2003
- Polton, J.A., D.M. Lewis et S.E. Belcher, 2005: The role of wave-induced Coriolis-Stokes forcing on the wind-driven mixed layer. *Journal of Physical Oceanography* 35: 444-57
- Ratcliffe, R.A.S. et R. Murray, 1970: New lag association between North Atlantic sea surface temperature and European pressure applied to long range weather forecasting. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96: 226-246
- Rodwell, M.R. et C.K. Folland, 2002: Atlantic air-sea interaction and seasonal predictability, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 128: 1413-1443
- Scaife, A.A., D. Copsey, C. Gordon, C. Harris, T. Hinton, S. Keeley, A. O'Neill, M. Roberts et K. Williams, 2011: Improved Atlantic winter blocking in a climate model, *Geophysical Research Letters*, 38: doi: 10.1029/2011GL049573
- Scaife A. A., A. Arribas, E. Blockley, A. Brookshaw *et al.*, 2014: Skillful long-range prediction of European and North American winters, *Geophysical Research Letters*, 41: 2514-2519
- Schreyer, H.L., D.L. Sulsky, L.B. Munday, M.D. Coon et R. Kwok, 2005: Elastic decohesive constitutive model for sea ice, *Journal of Geophysical Research*, 111: C11S26, doi: 10.1029/2005JC003334
- Semtner, A.J., 1976: A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. *Journal of Physical Oceanography*, 6: 379-389
- Smedman, A.S., U. Högström, H. Bergström, A. Rutgersson, K. K. Kahma et H. Pettersson, 1999: A case study of air-sea interaction during swell conditions. *Journal of Geophysical Research*, 104: 25 833-25 851
- Stephenson, S. R., L. C. Smith et J. A. Agnew, 2011: Divergent long-term trajectories of human access to the Arctic, *Nature Climate Change*, 1: 156-160, doi: 10.1038/nclimate1120
- Sullivan, P.P. et J.C. McWilliams, 2010: Dynamics of winds and currents coupled to surface waves, *Annual Review of Fluid Mechanics*, 42: 19-42
- Sutherland, G, K.H. Christensen et B. Ward, 2014: Evaluating Langmuir turbulence parameterizations in the ocean surface boundary layer. *Journal of Geophysical Research*, 119: 1899-1910
- Taylor, J.R. et R. Ferrari, 2010: Buoyancy and wind-driven convection at mixed layer density fronts, *Journal of Physical Oceanography*, 40: 1222-1242
- Takaya, Y., J.-R. Bidlot, A. Beljaars et P. Janssen, 2010: Refinements to a prognostic scheme of skin sea surface temperature, *Journal of Geophysical Research*, 115: C06009
- Thomas L.N. et J.R. Taylor, 2010: Reduction of the usable wind-work on the general circulation by forced symmetric instability, *Geophysical Research Letters*, 37: L18606
- Thorndike, A.S., D.A. Rothrock, G.A. Maykut et R. Colony, 1975: The thickness distribution of sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 80: 4501-4513

- Tsamados, M., D. Feltham et A.V. Wilchinsky, 2013: Impact of a new anisotropic rheology on simulations of Arctic sea ice, *Journal of Geophysical Research*, 118: 1-17, doi: 10.1029/2012JC007990
- Tsamados, M., D. Feltham, D. Schroeder et D. Flocco, 2014: Impact of variable atmospheric and oceanic form drag on simulations of Arctic sea ice, *Journal of Physical Oceanography*, 44: 1329-1353, doi: 10.1175/JPO-D-13-0215.1
- Turner, A.K., E.C. Hunke et C. Bitz, 2013: Two modes of gravity drainage: a parameterization for large-scale modeling, *Journal of Geophysical Research*, 118: 2279-2294, doi: 10.1002/jgrc.20171
- Valcke, S. et R. Dunlap, 2011: Report from the workshop "Coupling technologies for earth system modelling: Today and tomorrow", *CLIVAR Exchanges*, 16: 38-39
- Valcke, S., V. Balaji, A. Craig, C. Deluca, R. Dunlap, R. Ford, R. Jacob, J. Larson, R. O'Kuinghtons, G. Riley et M. Vertenstein, 2012: Coupling technologies for earth system modelling, *Geoscientific Model Development*, 5: 1589-1596, doi: 10.5194/gmd-5-1589-2012
- Valcke, S., 2013: The OASIS3 coupler: a European climate modelling community software, *Geoscientific Model Development*, 6: 373-388, doi: 10.5194/gmd-6-373-2013
- Vancoppenolle, M, T. Fichefet et C.M. Bitz, 2006: Modelling the salinity profile of undeformed Arctic sea ice, *Geophysical Research Letters*, 33: doi: 10.1029/2006GL028342
- Webb A. et B. Fox-Kemper, 2011: Wave spectral moments and Stokes drift estimation, *Ocean Modelling*, 40: 273-288
- Webb, A. et B. Fox-Kemper, 2014: Impacts of wave spreading and multidirectional waves on estimating Stokes drift, *Ocean Modelling*, accepté
- Williams, T.D., L.G. Bennetts, V.-A. Squire, D. Dumont et L. Bertino, 2013: Wave-ice interactions in the marginal ice zone. Part 1: Theoretical foundations, *Ocean Modelling*, 71: 81-91
- Winton, M., 2006: Does the Arctic sea ice have a tipping point? *Geophysical Research Letters*, 33: doi: 10.1029/2006GL028017
- Zeng, X. et A. Beljaars, 2005: A prognostic scheme of sea surface skin temperature for modeling and data assimilation, *Geophysical Research Letters*, 32: L14605
-