Caractérisation des forçages climatiques et géomorphologiques des cinq derniers millions d'années et modélisation de leurs conséquences sur un système aquifère complexe : le bassin de Paris.

Anne Jost

▶ **To cite this version:**

Anne Jost. Caractérisation des forçages climatiques et géomorphologiques des cinq derniers millions d'années et modélisation de leurs conséquences sur un système aquifère complexe : le bassin de Paris.. Hydrologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2005. Français. NNT : . tel-00083869

HAL Id: tel-00083869

https://theses.hal.science/tel-00083869

Submitted on 4 Jul 2006

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

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

THÈSE de DOCTORAT
de l'Université Pierre et Marie Curie

Spécialité
Hydrologie et Hydrogéologie
Quantitatives

Présentée par
Anne Jost

Pour obtenir le grade
de Docteur de l'Université Pierre et Marie Curie

Sujet de thèse

Caractérisation des forçages climatiques et géomorphologiques des cinq derniers millions d'années et modélisation de leurs conséquences sur un système aquifère complexe : le bassin de Paris.

Soutenue le 13 juillet 2005 devant le jury composé de :

M. Philippe Davy	Rapporteur
M. Larry Winter	Rapporteur
Mme Katia Laval	Examinatrice
M. Jean-François Pastre	Examinateur
M. Ghislain de Marsily	Examinateur
Mlle Sophie Violette	Co-directeur
M. Gilles Ramstein	Co-directeur
Mlle Masa Kageyama	Invitée
M. François Guillocheau	Invité
M. Emmanuel Ledoux	Invité
M. Jean-Pierre Suc	Invité

Avant-propos

Ce travail de thèse s'est déroulé au sein de l'UMR 7619 Sisyphe (Université Pierre et Marie Curie, Paris VI) sous la direction de Sophie Violette et Ghislain de Marsily, et en collaboration avec Gilles Ramstein et Masa Kageyama au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE, Institut Pierre Simon Laplace). Il s'est inscrit dans le cadre du programme de recherche ECLIPSE II « *Quantification de l'impact des forçages climatiques/anthropiques passés et futurs sur les circulations dans le bassin de Paris* », dirigé par Sophie Violette et co-financé par l'Agence Nationale pour la gestion des Déchets Radioactifs, Electricité de France, Gaz de France, l'Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire et l'Institut National des Sciences de l'Univers. Le caractère multidisciplinaire de cette thèse, entre approche géomorphologique, modélisation paléoclimatique, hydrologique et hydrogéologique, a été source de fructueuses collaborations. Avec la communauté des palynologues, représentée par Jean-Pierre Suc, Eric Favre (PaléoEnvironnements & PaléobioSphère, Université Claude Bernard, Lyon I) et Séverine Fauquette (Institut des Sciences de l'Evolution, Université de Montpellier II) ont été acquises des contraintes utiles à l'évaluation des modèles climatiques et à la caractérisation des forçages paléoclimatiques. Yaël Guyomard, François Guillocheau, Cécile Robin et Stéphane Bonnet (Géosciences Rennes, Université de Rennes I) ont fourni les données de quantification spatialisée de l'incision et de la surrection qui ont servi de base à la construction du scénario d'évolution géomorphologique. Un projet d'intercomparaison de modèles climatiques a réuni les modélisateurs Gilles Ramstein, Masa Kageyama (LSCE), Paul Valdes, Daniel Lunt (Bristol Research Initiative for the Dynamic Global Environment, Université de Bristol), Ayako Abe-Ouchi (Center for Climate System Research, Université de Tokyo) et la palynologue Odile Peyron (Laboratoire de Chrono-Ecologie, Université de Franche-Comté). Le développement des modèles hydrologique et hydrogéologique a bénéficié des conseils d'Emmanuel Ledoux (Centre d'Informatique Géologique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris).

Remerciements

Je tiens à exprimer en quelques mots simples mes plus vifs et sincères remerciements à tous ceux de mon entourage qui m'ont accompagnée dans cette expérience de recherche, et qui chacun à leur façon, ont contribué à son aboutissement.

Sophie Violette, ma directrice de thèse, a initié ce travail. Elle a su lui donner un cadre scientifique et y associer des collaborateurs compétents. Nos discussions ont enrichi ma réflexion et construit ma thèse. Je lui exprime toute ma reconnaissance pour m'avoir offert ce beau et vaste sujet innovateur, pour sa disponibilité à mon égard et toute la compréhension dont elle a fait preuve dans mes moments de doute.

Je dois le choix de me consacrer à l'hydrogéologie aux qualités d'enseignant exceptionnelles de Ghislain de Marsily. Je lui témoigne ma profonde gratitude. Ses questions toujours judicieuses, son regard d'expert ont éclairci mes idées, de même que sa foi en la recherche m'a donné la force d'aller de l'avant et de croire en mes travaux.

Gilles Ramstein s'est engagé sans hésitation dans notre projet d'hydrogéologues. En compagnie de Masa Kageyama, ils m'ont accueillie au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement et ont encadré les aspects climatiques de ma thèse. Ce fut un réel plaisir de travailler à leurs côtés et je rends grâce à leur efficacité et leur rigueur scientifique. Merci infiniment à tous deux pour la dynamique qu'ils ont su créer dans mon travail et l'excellence des conseils qu'ils m'ont prodigués.

Je remercie Katia Laval, qui m'a fait l'honneur de présider mon jury, et chacun des membres de celui-ci, Philippe Davy, Larry Winter, Jean-François Pastre, François Guillocheau, Jean-Pierre Suc, Emmanuel Ledoux ainsi que Ghislain de Marsily, Sophie Violette, Masa Kageyama et Gilles Ramstein, pour l'intérêt qu'ils ont tous manifesté à l'égard de mes recherches en acceptant d'évaluer le présent travail. Ils ont souligné dans leur diversité une volonté commune de tisser des liens entre hydrogéologie, hydrologie, climatologie et géomorphologie.

Pour chacun de ces aspects abordés dans ma thèse, j'ai bénéficié de l'aide précieuse de nombreux collègues. Dans les étapes de construction de mes modèles hydrologique et hydrogéologique, je me suis appuyée sur les conseils avisés et le savoir-faire d'Emmanuel Ledoux. Je lui addresse un grand merci pour m'avoir consacré son temps sans compter.

J'exprime toute ma sympathie à Jean-Pierre Suc, Séverine Fauquette et Eric Favre : nos échanges sur le climat du Pliocène ont été fructueux.

François Guillocheau, Cécile Robin, Yaël Guyomard et Stéphane Bonnet ont travaillé de concert avec nous. Leur analyse gémorphologique a nourri cette thèse et j'ai pu compter sur la qualité de leur raisonnement. Je les remercie de l'intérêt qu'ils ont porté à notre sujet.

Merci à Paul Valdes, Daniel Lunt, Ayako Abe-Ouchi, Odile Peyron et Célia Beaudouin pour notre brain-storming international sur la modélisation climatique du Dernier Maximum Glaciaire.

Merci à Julio Gonçalvès de m'avoir permis de suivre ses traces dans l'aventure de modélisation du bassin de Paris, de m'avoir transmis ses données et son savoir. Sa relecture du manuscrit et sa présence dans les derniers moments de rédaction m'ont été d'une grande aide.

Agnès Ducharne m'a fait partager sa solide connaissance des interactions entre climat et hydrologie. Je la remercie de ses avis toujours pertinents et d'avoir su me pousser dans mes retranchements.

Je tiens à exprimer mes remerciements à l'Agence Nationale pour la gestion des déchets Radioactifs, Electricité de France, Gaz de France, l'Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire et l'Institut National des Sciences de l'Univers pour leur soutien à nos actions de recherche.

Merci à Sylvain Théry et à Nicolas Flipo, pour leur assistance Arcview « en ligne » et autres routines bienvenues ;

à Jean-Yves Peterschmitt, qui m'a initiée au langage python, aux mystères de VCDAT et m'a souvent débrouillée de pannes informatiques ;

à Florence Habets, pour les données Météo-France et à Gerhard Krinner, pour la simulation ORCHIDEE de la végétation au Pliocène ;

à Brendan Halleman, pour sa relecture attentive de ma prose anglaise ;

à l'UMR Sisyphe, qui m'a ouvert ses portes, et en particulier à ses enseignants, qui m'ont intégrée dans leur équipe soudée. Je dois beaucoup à Véronique Léonardi qui a guidé mes premiers pas dans l'enseignement et avec qui j'ai passé d'excellents moments sur le terrain ;

à la grande famille des thésards de Jussieu — je pense tout particulièrement à ceux de la grande époque de Sisyphe — aux doctorants et collègues du LSCE, aux membres du Club International d'Hydrologie Sociale, pour leur enthousiasme communicatif et l'ambiance tantôt studieuse, tantôt chaleureuse et festive qu'ils créent dans le labo (et l'après-labo).

A tous mes amis, de Saint-Michel, d'HIV, de Lyon, du Gref, du DEA, de l'escalade, géologues ou pas, que j'ai rencontrés petit à petit au cours de mes études — les différents « étages de la fusée » ! — à ceux en particulier qui ont eu la gentillesse d'assister à ma soutenance, je dis un immense merci pour leur fidélité.

Mes plus profonds remerciements vont à mes parents, qui m'ont transmis le goût du travail, et par leur présence permanente à mes côtés, par la confiance qu'ils ont toujours placée en moi, ont porté cette thèse.

Merci du fond du cœur à Olivier, Marie-Laure, Brendan et (bientôt) Emma, et à ma grand-mère pour leur soutien sans faille, leurs encouragements et le grand intérêt qu'ils ont su montrer pour mes travaux.

Résumé

Les variations climatiques et géomorphologiques sont parmi les principaux moteurs de l'évolution récente des bassins sédimentaires, à l'échelle de quelques millions d'années. D'un point de vue hydrodynamique, ces variations se traduisent par une modification des conditions aux limites de ces vastes systèmes aquifères/aquitards au cours du temps : altération de la recharge liée à l'alternance de stades glaciaires et interglaciaires au Quaternaire, en particulier lorsqu'un pergélisol se met en place, niveau de base fluctuant suite aux variations eustatiques, conditions de drainage affectées par les mouvements tectoniques verticaux et par l'incision des vallées. A cet égard, il est pertinent d'en étudier les impacts à long terme sur les processus hydrogéologiques, avec un intérêt particulier pour les niveaux profonds ou peu perméables, susceptibles de conserver une mémoire des perturbations passées.

Les travaux développés dans cette thèse ont abordé ce thème à l'aide d'une modélisation hydrogéologique tridimensionnelle sur l'exemple du bassin de Paris et pour une échelle de reconstruction fixée à cinq millions d'années (Ma). Notre modèle s'appuie sur le code numérique NEWSAM (ENSMP) et possède une géométrie et une distribution des paramètres hydrodynamiques issues du modèle de bassin NEWBAS (ENSMP), lui-même mis en œuvre sur toute l'histoire géologique du Bassin parisien, depuis 248 Ma.

La détermination de conditions aux limites hydrogéologiques évolutives s'est articulée autour de deux axes. D'une part, la quantification spatialisée des principaux processus morphologiques marquant l'évolution du bassin, i.e. surrection alpine et incision des vallées, s'est appuyée sur les résultats d'une méthode d'analyse de modèles numériques de terrain. Une évolution temporelle a ensuite été déduite des informations fournies par la littérature.

D'autre part, pour reconstituer un forçage climatique spatial et temporel, l'originalité de la démarche a consisté à mettre en œuvre un modèle de circulation générale atmosphérique (MCGA) à résolution fine sur le Bassin parisien, le LMDZ (IPSL), à trois périodes clefs : l'actuel, le Dernier Maximum Glaciaire (DMG, 21 ka) et au cours du Pliocène

moyen (∼3 Ma). L'impact de la résolution du modèle sur la sensibilité du climat simulé a été évalué par comparaison aux résultats de simulations climatiques équivalentes conduites à basse résolution et aux estimations paléoclimatiques correspondantes fondées sur des enregistrements polliniques. Un exercice d'intercomparaison pour le DMG avec deux autres modèles utilisant des approches différentes pour atteindre une résolution spatiale de l'ordre de 60 km en Europe a montré que la résolution des modèles n'est pas responsable de leur incapacité à simuler l'intensité du refroidissement indiqué par les données polliniques. En revanche, une nette amélioration de la simulation de la diminution des précipitations dont font état les mêmes paléodonnées est possible, en lien avec une meilleure représentation de l'influence de l'orographie dans les modèles haute résolution. A contrario, les résultats des simulations du Pliocène moyen reproduisent l'élévation en température de cette période en bon accord avec les estimations des sites polliniques de l'Europe de l'Ouest et du pourtour méditerranéen, notamment lorsqu'est pris en compte l'impact d'une couverture végétale en équilibre avec le climat simulé. L'augmentation des précipitations indiquée par les reconstructions polliniques n'est en revanche pas reproduite par le modèle, l'emploi de la haute résolution ne permettant pas dans ce cas une amélioration des champs simulés.

Sur la base d'un enregistrement isotopique de l'oxygène issu d'une carotte marine profonde (ODP 659) couvrant les cinq derniers millions d'années, le scénario paléoclimatique se découpe en paliers pour lesquels les forçages sont considérés comme constants et issus des variables simulées par le MCGA et si besoin extrapolées. La mise en œuvre du modèle hydrologique MODSUR (ENSMP) conduit à calculer pour chacun d'entre eux une quantité disponible pour l'infiltration. D'un palier à l'autre, les variations maximales de recharge sont de l'ordre de 65% mais leur estimation est soumise à une large incertitude du même ordre de grandeur. Enfin ce scénario est complété par l'attribution d'une valeur de niveau marin à chaque palier, afin de prendre en compte les variations eustatiques.

Intégrés dans le modèle hydrodynamique souterrain sous forme de conditions aux limites du système, les scénarios paléoclimatique et géomorphologique donnent lieu à une simulation transitoire des écoulements souterrains, qui calcule l'évolution des transferts dans le bassin au cours des cinq derniers millions d'années. La comparaison des charges calculées à l'issue de la simulation à un jeu de mesures actuelles, filtré de façon à limiter les effets anthropiques dont le modèle ne tient pas compte, fait état d'un comportement acceptable du modèle mais ne permet pas de valider la simulation, en raison du nombre

trop réduit de ces mesures. Les piézométries simulées à l'issue du régime transitoire ont donc été comparées à celles produites par un régime permanent à l'actuel, représentatives d'un état d'équilibre du système. Des charges en régime transitoire dans les aquitards et les aquifères profonds du bassin ont été mises en évidence, associées à des inversions de la direction de la drainance entre aquifères. Elles sont principalement attribuées aux perturbations engendrées par l'annulation de la recharge due à la mise en place d'un pergélisol lors de la dernière glaciation. Les tests de sensibilité du modèle montrent que ses résultats dépendent fortement du jeu de paramètres hydrodynamiques et de la représentation et précision des processus paléoclimatiques et géomorphologiques modélisés, en particulier lorsqu'il est question du maintien à l'actuel de perturbations plus anciennes que le dernier cycle glaciaire. La prise en compte des variations des conditions aux limites passées de l'hydrosystème souterrain s'avère néanmoins nécessaire pour caractériser son état hydrodynamique actuel.

Mots clefs : *hydrogéologie, modélisation, paléoclimat, paléogéomorphologie, Bassin parisien, Plio-Quaternaire.*

Abstract

Characterization of climatic and geomorphologic forcings of the last five million years and modelling of their effects on a complex aquifer system, the Paris basin.

The recent evolution of sedimentary basins depends upon a wide range of natural processes, primarily driven by climate and geomorphologic variations. From a hydrodynamic point of view, many changes occurred in the recharge due to past climate oscillations and in boundary conditions because of sea-level variations, river incision, general uplift, etc. It is therefore relevant to determine their implications on groundwater systems and to explore the possibility that the resulting significant changes in the past flow pattern may still have an impact on the present status of the system, which would thus not be in steady state as generally assumed. Here we investigate the response of the Paris basin aquifer system to variations in hydrodynamic boundary conditions induced by climate and geodynamic changes over the last five million years (My), trying to determine how long the system could keep the memory of these past changes. To this end, a three-dimensional transient modelling of the multi-layered Paris basin groundwater system has been developed using the code NEWSAM (ENSMP). The geometry and the distribution of the hydrodynamical parameters derive from previous studies on a basin model, NEWBAS (ENSMP), built to simulate the 248 My geological history of the Paris basin.

To reconstruct the changes in the forcings of the model with time, the approach was to develop separate models of i) the geomorphologic evolution of the Paris basin and ii) its paleoclimate. Firstly, geomorphologic changes are deduced from digital elevation model analysis, which allows to measure both incision rates in stream channels since approximately 1 My and the average uplift rate in the basin due to the Alpine orogeny. Secondly, climate forcing results from a suite of palaeoclimate modelling experiments using the LMDZ atmospheric general circulation model (IPSL) with a refined spatial resolution centered on

Paris, for three representative regimes: the present, the extreme cold of the Last Glacial Maximum (LGM, 21 ky) and the Middle Pliocene warm period (∼3 My). The temporal evolution of climate variables is based on the fluctuation in oxygen isotopes recorded in a deep ocean core (ODP 659), which determines the division of the Plio-Pleistocene epoch into subperiods. Mean properties of the climate system for each phase are extrapolated from simple reparameterizations of the three simulations and translated into net recharge using a distributed soil balance reservoir model, MODSUR (ENSMP). Simulated rates of groundwater recharge are eventually combined with temporal fluctuations derived from the geologic record in sea-level, in the occurrence of permafrost and in uplift and incision rates to specify boundary conditions for the computational model of groundwater flow in the basin.

Attempts at validating the simulated climate variables with pollen-based data over Europe indicate an underestimation of both cooling and precipitation during the LGM whereas Pliocene temperature results compare well with climate reconstructions, and even better when vegetation changes are included in experiments. To assess the impact of using high-resolution models on simulated climate sensitivity, three approaches to obtain a spatial resolution of about 60 km over the European region have been compared under LGM conditions. Model resolution cannot account for the discrepancy between model results and data, although the precipitation pattern is reproduced with a generally better accuracy by increasing the resolution. However precipitation biaises encountered in the Pliocene simulation are in the range of their low-resolution counterpart responses.

The transient calculations simulate the evolution of piezometric heads in the system over the last 5 My. Superficial aquifers adjust quickly to perturbations while boundary-induced transient effects are suggested in aquitards and deep aquifers as well as evidence of cross formational flow direction inversion. Results clearly show that the system is not at equilibrium at present and that it would require a few tens of thousands years to reach steady state, depending on hydrodynamic properties and forcing scenarios. Sensitivity analysis illustrates the important causes of the persistence of transient effects and in particular, the largest influence of permafrost.

Key words: *hydrogeology, modelling, paleoclimate, paleogeomorphology, Paris basin, Plio-Quaternary.*

Table des matières

Avant-Propos **3**

Remerciements **5**

Résumé **9**

Abstract **13**

Table des figures **24**

Liste des tableaux **25**

Introduction **27**

I Evolution géomorphologique récente du Bassin parisien : quantification et scénario d'évolution **33**

1 Construction d'un scénario d'évolution géomorphologique **35**

1.1 Présentation du bassin de Paris 36

1.2 L'évolution géodynamique méso-cénozoïque du bassin de Paris 38

1.3 Le Plio-Quaternaire : une histoire continentale dominée par l'érosion 42

1.3.1 Pliocène et Pléistocène inférieur 43

1.3.2 Du Pléistocène à l'actuel : une profonde réorganisation des systèmes géomorphologiques 45

1.3.3 Une évolution géomorphologique contrôlée par les variations climatiques, tectoniques et eustatiques 48

1.4 Processus géomorphologiques et impacts hydrogéologiques 51

1.5 Quantification des processus géomorphologiques et tectoniques 51
1.5.1 Choix de la méthode et processus pris en compte 51
1.5.2 Quantification de l'incision et de la surrection 53
1.6 Scénario d'évolution géomorphologique 63

II Paléoclimat des 5 derniers millions d'années : caractérisation, modélisation et scénario d'évolution 67

2 Evolution climatique et impacts hydrogéologiques 69
2.1 Un aperçu du climat du Plio-Quaternaire 70
2.2 Variations climatiques et impacts hydrogéologiques 74
2.2.1 Enregistrement paléoclimatique souterrain de conditions de recharge évolutives 74
2.2.2 Variations du niveau marin 77
2.2.3 Pergélisol 80
2.2.4 Conclusion 86
2.3 Les bases d'un scénario d'évolution paléoclimatique 87
2.3.1 Quelle résolution temporelle? 87
2.3.2 Quels indicateurs paléoclimatiques? 87
2.3.3 Quel scénario pour quel but? 88
2.3.4 Estimation spatiale et temporelle des variables paléoclimatiques . . 90
2.3.5 Evolution eustatique 93
2.3.6 Occurrence du pergélisol et modélisation hydrogéologique 93
2.4 Conclusion 94

3 Modélisation climatique à fine résolution sur l'Europe 97
3.1 Le modèle de circulation atmosphérique générale LMDZ 98
3.1.1 Présentation du modèle de circulation générale atmosphérique : le modèle LMDZ 98
3.1.2 Première mise en œuvre du modèle : simulation à l'actuel (CTRL) . 103
3.2 Simulations haute résolution du DMG en Europe 109
3.2.1 Introduction 112
3.2.2 Models and experiments 113

3.2.3 Pollen-based reconstructions 115
3.2.4 Simulation results over Europe for the LGM 117
3.2.5 Discussion and conclusion 129
3.3 Le Pliocène moyen 137
3.3.1 Introduction 137
3.3.2 Mise en place des simulations du Pliocène moyen 139
3.3.3 Reconstructions polliniques 143
3.3.4 Résultats et discussion 146
3.3.5 Conclusion 165
3.4 Conclusion 169

4 Modélisation paléohydrologique du bassin de Paris 173
4.1 L'interface atmosphère-souterrain 174
4.2 Le modèle hydrologique MODSUR 177
4.2.1 MODSUR, un des modules du programme MODCOU 177
4.2.2 Les principes du modèle hydrologique MODSUR 178
4.3 Mise en œuvre de MODSUR sur le Bassin parisien 180
4.3.1 Un domaine discrétisé 181
4.3.2 Des conditions aux limites : les données météorologiques 182
4.3.3 Des caractéristiques physiographiques et un jeu de paramètres : choix des fonctions de production 193
4.4 Lames infiltrées simulées sous régimes climatiques contrastés 197
4.5 Extrapolation paléoclimatique et sensibilité du modèle hydrologique 201
4.5.1 Reconstruction des forçages paléoclimatiques non simulés par le MCGA 202
4.5.2 Mise en œuvre de MODSUR : reconstruction du scénario d'évolution temporelle de la recharge 209
4.6 Synthèse et perspectives 215

III Conditions aux limites évolutives des systèmes hydrogéologiques et effets transitoires hydrodynamiques : modélisation

tridimensionnelle du Bassin parisien 217

5 Construction et mise en œuvre du modèle hydrogéologique 3D 219
5.1 L'outil numérique : le code NEWSAM 220
5.2 Géométrie et paramètres hydrodynamiques 222
5.2.1 Géométrie tridimensionnelle du modèle 222
5.2.2 Paramètres hydrodynamiques 227
5.3 Des conditions aux limites évolutives 235
5.4 Le choix des conditions initiales 237
5.5 Première mise en œuvre du modèle 238
5.5.1 Simulations de paléorégimes hydrogéologiques 239
5.5.2 Hydrodynamique actuelle 241
5.5.3 Conclusion 256

6 Réponse hydrodynamique de long terme et sensibilité du modèle 261
6.1 Sensibilité du modèle aux paramètres hydrodynamiques 262
6.1.1 Introduction 265
6.1.2 Past hydrodynamic boundary conditions evolution: relevant scenarios 266
6.1.3 Numerical simulations 272
6.1.4 Discussion and conclusion 277
6.2 Sensibilité du modèle aux conditions limites 288
6.2.1 Variations de la recharge 289
6.2.2 Variations eustatiques 290
6.2.3 Impacts géomorphologiques 295
6.2.4 Dynamique du pergélisol 298
6.2.5 Caractérisation du pergélisol 298
6.2.6 Essai de modélisation 303
6.3 Conclusion et perspectives 308

Conclusion générale 311

Bibliographie 315

Table des figures

1.1 Cadre géologique du bassin de Paris. Position de la coupe présentée en figure 1.2. 37
1.2 Coupe géologique NW-SE du Bassin parisien et log stratigraphique synthétique 38
1.3 Echelle chronostratigraphique méso-cénozoïque. 40
1.4 Paléotopographie du Pliocène (5 Ma) et réseaux de drainage 44
1.5 Paléotopographie et délimitation des bassins versants au Pléistocène inférieur (0,9 Ma) 47
1.6 Carte d'incision des rivières de France 55
1.7 Relation « pente / aire drainée » établie pour un affluent de l'Allier 59
1.8 Carte des valeurs de k_s normalisées, par bassin versant 60
1.9 Comparaison de la distribution spatiale des k_sn aux variations lithologiques d'après la carte géologique. 61
1.10 Organisation régionale des valeurs de k_sn 62
1.11 Scénario d'évolution géomorphologique reconstruit sur les cinq derniers millions d'années 65

2.1 Fluctuations du δ^{18}O benthique au cours des 5 derniers Ma, site ODP 659, d'après Tiedemann et al. (1994) 71
2.2 Paramètres orbitaux de Milankovitch 73
2.3 Courbe paléoclimatique issue de l'analyse des gaz rares dans les eaux souterraines du Bassin parisien, d'après Dewonck (2000) 76
2.4 Courbes eustatiques du Miocène à l'actuel, selon Greenlee et Moore (1988) 78
2.5 Extension du pergélisol au DMG, d'après Van Vliet-Lanoë (1999) 84

2.6 Estimation des températures moyennes annuelles sur le Bassin parisien en divers points clefs de son évolution récente d'après des données polliniques 91
2.7 Scénario paléoclimatique des cinq derniers millions d'années. 95

3.1 Le modèle de circulation générale atmosphérique. 99
3.2 Grille horizontale 144×108, de grossissement 3 102
3.3 Représentation du relief en Europe en fonction de la résolution spatiale . . 103
3.4 Comparaison en domaine continental des champs de a) températures et de b) précipitations moyennes annuelles simulés par le modèle LMDZ haute résolution (LMDZHR) à la climatologie CRU (New et al. 1999), à l'échelle du globe. 106
3.5 Comparaison en domaine continental des champs de a) températures et de b) précipitations moyennes annuelles simulés par le modèle LMDZ haute résolution (LMDZHR) à la climatologie CRU (New et al. 1999), en Europe. 108
3.6 LGM mean temperature of the coldest month, anomalies from the present climate, in ^{o}C 118
3.7 Same as for Fig. 3.6 but the mean temperature of the warmest month, in ^{o}C 119
3.8 Same as for Fig. 3.6 but the annual mean precipitation, in mm/year. . . . 120
3.9 LGM mean temperature of the coldest month, anomalies from the present climate, in ^{o}C 121
3.10 LGM annual mean precipitation, anomalies from the present climate, in mm/year 122
3.11 CTRL mean temperature of the coldest month, in ^{o}C 124
3.12 CTRL annual mean precipitation, in mm/year 126
3.13 HadAM and HadRM LGM vertical latent heat flux in W/m^2 (positive from surface to atmosphere) and 850 hPa total transient eddy kinetic energy in m^2/s^2, in winter (DJF), compared to their LMDZLR and LMDZHR counterparts 127
3.14 Intervalle de temps PRISM2 142
3.15 Répartition du pourcentage pollinique de l'espèce *Ulmus* en fonction de la température moyenne annuelle T$_{ann}$ (^{o}C) 144

3.16 Estimation climatique de l'intervalle de vraisemblance [$R-$; $R+$] et calcul de la valeur la plus probable M pour un ensemble de taxons dépassant leur seuil de présence (T1, T2, T3 et T4) dans un spectre pollinique donné. D'après Fauquette et al. (1998a). 145
3.17 Localisation des six sites polliniques étudiés en Europe de l'Ouest et sur le pourtour méditerranéen pour le Pliocène moyen 146
3.18 Anomalies globales simulées de température de surface entre le Pliocène moyen et l'actuel 149
3.19 Gradients latitudinaux de température en Europe et sur le globe, à l'actuel et au Pliocène moyen 150
3.20 Gradient de température altitudinal en Europe à l'actuel et au Pliocène moyen 151
3.21 Anomalies globales simulées de précipitations entre le Pliocène moyen et l'actuel 153
3.22 Anomalies Pliocène-actuel simulées par le modèle LMDZ basse résolution . 156
3.23 Anomalies Pliocène-actuel simulées par le modèle LMDZ haute résolution . 159
3.24 Comparaison des valeurs simulées au Pliocène moyen (∼3 Ma) par le modèle LMDZ haute résolution (LMDZHR) aux reconstructions polliniques sur l'Europe occidentale et méridionale. 161
3.25 Distribution de végétation en Europe simulée par ORCHIDEE, soumis au forçage climatique du Pliocène moyen issu de la simulation LMDZHR . . . 163
3.26 Distribution actuelle de végétation, i.e. anthropique, utilisée dans les simulations LMDZHR et LMDZLR 164
3.27 Anomalies (LMDZHR-*veget* - LMDZHR) pour différentes variables climatiques. 167
3.28 Comparaison des valeurs simulées au Pliocène moyen (LMDZHR-*veget*) aux reconstructions polliniques sur l'Europe occidentale et méridionale 169

4.1 Schéma de fonctionnement d'une fonction de production. 179
4.2 Maillage de surface du programme MODSUR et zones météorologiques. . . . 182
4.3 Moyennes mensuelles comparées LMDZ-Météo-France de P, ETP et T sur le bassin de la Seine 187

4.4 Répartition spatiale des précipitations sur le bassin de Paris au CTRL, DMG et Pliocène moyen 189
4.5 Répartition spatiale des ETP sur le bassin de Paris au CTRL, DMG et Pliocène moyen 190
4.6 Répartition spatiale des températures sur le bassin de Paris au CTRL, DMG et Pliocène moyen 191
4.7 Moyennes mensuelles corrigées de P, ETP et T, reconstruites au CTRL, DMG et PLIO sur le bassin de Paris 192
4.8 Distribution spatiale des fonctions de production CTRL, DMG et PLIO . . 195
4.9 Répartition spatiale de l'infiltration sur le bassin de Paris au CTRL, DMG et Pliocène moyen 199
4.10 Anomalies d'infiltration moyenne annuelle simulées par MODSUR, entre le DMG et le CTRL et entre le Pliocène moyen et le CTRL 200
4.11 Gradients P-T simulés par le LMDZ sur le bassin de Paris 203
4.12 Rayonnement net moyen journalier sur le bassin de Paris simulé par le LMDZ aux trois climats clefs, en $W.m^{-2}$. 205
4.13 Variation temporelle de l'insolation au sommet de l'atmosphère au cours des 5 derniers millions d'années, d'après Laskar (1990) 206
4.14 Paléo-ETP sur le Bassin parisien, en fonction de T 208
4.15 Répartition spatiale de l'infiltration sur le bassin de Paris aux périodes P_1, P_3 et P_5 211
4.16 Répartition spatiale de l'infiltration sur le bassin de Paris aux stades chauds et froids des cycles de 41 ka 212
4.17 Scénario d'évolution temporelle de l'infiltration moyenne dans le Bassin parisien 213

5.1 Extension spatiale du modèle 223
5.2 Log litho-stratigraphique synthétique 225
5.3 Carte hydrogéologique du Bassin parisien 226
5.4 Distribution des paramètres hydrodynamiques 234
5.5 Piézométries simulées par NEWSAM en régime permanent il y a cinq millions d'années pour l'Albien, le Dogger et le Lias inférieur, en m. 240

5.6 Piézométries simulées par NEWSAM en régime transitoire au Pliocène moyen (∼3 Ma) pour l'Albien, le Dogger et le Lias inférieur, en m. 242
5.7 Piézométries simulées par NEWSAM en régime transitoire à 0,9 Ma pour l'Albien, le Dogger et le Lias inférieur, en m. 243
5.8 Piézométries simulées par NEWSAM en régime transitoire au DMG (21 ka) pour l'Albien, le Dogger et le Lias inférieur, en m. 244
5.9 Evolution transitoire des bilans d'eau dans l'Albien 245
5.10 Piézométries simulées par NEWSAM en régime permanent à l'actuel pour l'Albien, le Dogger et le Lias inférieur, en m. 248
5.11 Piézométries simulées par NEWSAM à l'actuel, à l'issue de la simulation transitoire, pour l'Albien, le Dogger et le Lias inférieur, en m. 249
5.12 Localisation et origine des points de mesures de charge 251
5.13 Comparaison des charges simulées en régime permanent à l'actuel et à l'issue de la simulation transitoire aux charges mesurées 252
5.14 Bilan d'eau du système aquifère multicouche du bassin de Paris en régime transitoire. 255
5.15 Evolution transitoire des bilans d'eau au cours du dernier cycle glaciaire . . 258

6.1 Palaeoclimate scenario: Plio-Pleistocene time series based on isotopic variations from Tiedemann et al. (1994) and the subsequent time sequences, LMDZ simulations and simulated temperatures in ^{o}C (Jost et al. 2005), MODSUR water balance (P: precipitation, ETP: potential evapotranspiration, I: infiltration) in mm/year; and Palaeomorphologic scenario: estimated incision and uplift rates over the modelled study area since 0.9 Myr, in m/Myr 270
6.2 Summary of the stratigraphy and lithology of hydrogeologic units. 274
6.3 Piezometric head evolution, in m, across a vertical line through Bure potential repository site (see location on figure 6.4) for the Lusitanian, the Callovo-Oxfordian and the Dogger layers, in the course of the 5 Myr transient simulation. 276
6.4 Distribution of transient minus steady state heads, in % of the last maximum head difference, in the following layers a) Callovo-Oxfordian, b) Carixian-Domerian and c) Lower Triassic. 278

6.5 Same as for figure 6.4, but the present rising head rates, in mm/year. . . . 279
6.6 Sensitivity analysis based on an increased/decreased vertical and horizontal diffusivity (Dv and Dh) of one order of magnitude: piezometric head evolution, in m, of the Callovo-Oxfordian ($Dv \sim 4.10^{-7}$ $m^2.s^{-1}$), the Carixian-Domerian ($Dv \sim 10^{-7}$ $m^2.s^{-1}$) and Lower Triassic layers ($Dh \sim 8.10^{-3}$ $m^2.s^{-1}$ - $Dv \sim 8.10^{-6}$ $m^2.s^{-1}$), for the 100 kyr cycles. 282
6.7 Réponse de la charge hydraulique aux fluctuations de la recharge du dernier cycle climatique 291
6.8 Réponse du système souterrain aux variations eustatiques : exemple du Dogger supérieur (dacd1) et des 115 derniers ka. 294
6.9 Réponse du système souterrain aux forçages géomorphologiques : cas de l'incision des 900 derniers ka. 297
6.10 Réponse du système souterrain à la mise en place d'un pergélisol 299
6.11 Distribution du pergélisol en Europe au DMG 302
6.12 Distribution du pergélisol sur le Bassin de Paris au DMG 306
6.13 Scénario d'évolution du pergélisol lors du dernier cycle climatique et réponse hydrodynamique 307

Liste des tableaux

3.1 Summary of compared models and low and high resolution runs characteristics 115
3.2 Summary of mean absolute errors per model: anomalies from the present climate. 123
3.3 Estimations climatiques au Pliocène moyen pour six sites polliniques 147
3.4 Description des types fonctionnels de plante utilisés dans ORCHIDEE 162

4.1 Paramètres des fonctions de production 196
4.2 Construction d'un scénario d'évolution paléoclimatique 214

6.1 Diffusivités hydrauliques initiales le long du profil vertical localisé en figure 6.9(b), du Dogger au Trias. 305

Introduction

La connaissance de l'hydrodynamique dans les bassins sédimentaires est un objectif essentiel pour répondre aux enjeux sociétaux dont ils sont la cible, qu'il s'agisse de l'estimation de la ressource en eau, de l'exploitation des ressources énergétiques des aquifères profonds ou encore du stockage effectif de gaz ou potentiel de déchets issus de l'industrie nucléaire. Aujourd'hui, la caractérisation de l'hydrodynamisme complexe de ces vastes systèmes aquifères/aquitards est limitée par le nombre réduit et la mauvaise répartition des points d'observation. En particulier, les aquifères profonds et les formations peu perméables sont peu renseignés. De plus, les mesures actuelles sont entachées des conséquences de l'activité anthropique et traduisent de ce fait un état hydrodynamique fortement transitoire.

Lorsqu'une description précise de l'état actuel d'un tel système est recherchée, il devient nécessaire de reconstituer les circulations souterraines sur des échelles de temps de plus en plus longues et de considérer les phénomènes passés qui ont gouverné son évolution. En effet, l'hydrodynamique d'un système aquifère s'ajuste aux forçages géologiques, chimiques et climatiques qui lui sont appliqués en donnant naissance à des écoulements de nature transitoire, dont le système actuel a pu conserver la mémoire (Neuzil 1995). La méconnaissance de l'hydrodynamisme régional ne permet cependant pas de déterminer si le système est aujourd'hui en équilibre ou pas avec ses conditions environnementales.

Il convient dès lors d'identifier les forçages passés auxquels est soumis le système et d'analyser la réponse hydrodynamique aux perturbations qu'ils engendrent. En particulier, la détermination des échelles de temps caractéristiques de dissipation de ces perturbations doit permettre de fixer l'intervalle de temps sur lequel les écoulements devront être reconstruits de façon à rendre compte de l'hydrodynamique actuelle.

Le bassin de Paris, certainement l'un des bassins sédimentaires les mieux étudiés, se prête aisément à une mise en application de telles considérations. Les récents travaux de modélisation des processus de transfert anciens au sein de ce bassin ont mis en évidence

que la dissipation des surpressions modestes engendrées par les processus de compaction était rapide au regard des temps géologiques, de l'ordre de la centaine de milliers au million d'années (Ma) (Gonçalvès et al. 2004a). Ceci implique d'identifier et de caractériser des forçages plus récents sur l'hydrodynamique du système.

Ceux-ci semblent être de deux ordres, liés d'une part aux variations climatiques majeures du Plio-Quaternaire qui ont conduit aux âges glaciaires et d'autre part à l'évolution géomorphologique récente du bassin, qui lui confère les traits essentiels de son relief actuel. Les forçages paléoclimatiques et paléogéomorphologiques s'appliquent aux conditions aux limites du système hydrodynamique. L'alternance d'épisodes glaciaires et interglaciaires se traduit par une altération de la recharge, en particulier lors la mise en place d'un pergélisol. Les variations eustatiques concomitantes influent sur le niveau de base. Les événements géodynamiques, c'est-à-dire le soulèvement généralisé du bassin et l'incision du réseau hydrographique, sont quant à eux responsables d'une modification des cotes de drainage et d'un déplacement des zones de recharge et d'exutoire des aquifères. Gradients hydrauliques, directions et vitesses d'écoulement sont en conséquence susceptibles d'être significativement affectés et de varier au cours du temps.

La capacité d'une modification des conditions aux limites des systèmes hydrogéologiques à engendrer des perturbations des charges hydrauliques s'inscrivant dans le long terme, bien que soulignée par Neuzil (1986, 1995) dans sa revue des effets transitoires dans les milieux peu perméables, a rarement donné lieu à des travaux de modélisation (Tóth et Millar 1983, Certes et al. 1997, Heathcote 1997, Gonçalvès et al. 2004c). C'est dans ce contexte de connaissance limitée des impacts réels et conjugués des variations climatiques et géomorphologiques récentes sur l'hydrodynamique des systèmes aquifères/aquitards complexes que se situe cette thèse. Son objectif est de les comprendre et de les quantifier, par la mise en œuvre d'un modèle hydrogéologique tridimensionnel sur l'exemple du Bassin parisien. Celui-ci donnera lieu à une simulation transitoire, sur une fenêtre temporelle s'étendant du Pliocène à l'actuel (5 Ma), construite sur une gestion dynamique des conditions aux limites, qui fluctuent sous l'action des forçages climatiques et géomorphologiques qui seront caractérisés.

- **Un modèle tridimensionnel du bassin de Paris**

Pour une telle modélisation, il était nécessaire de se doter d'un outil capable de décrire la géométrie en trois dimensions du bassin et de caractériser ses propriétés hydrodynamiques.

Jusqu'à présent, les nombreuses modélisations des écoulements souterrains se sont souvent concentrées sur le cas d'un niveau aquifère donné, en particulier l'Albien (Raoult 1999) ou le Dogger (Wei 1990, Menjoz et Lambert 1991, Castro 1995). Elles ont cependant mis en évidence des communications hydrauliques complexes entre les aquifères, assurées par les failles ou par drainance verticale via les semi-perméables. Aucun réservoir ne pouvant être isolé hydrauliquement, la compréhension des écoulements souterrains dans un tel bassin nécessite de le considérer dans sa globalité. Nos objectifs particuliers de travail, qui visent à déterminer l'impact des pertubations engendrées par les variations des conditions aux limites du système, nous ont conduit à considérer cette approche globale.

Un modèle de bassin tridimensionnel, utilisé pour simuler l'histoire géologique du bassin de Paris, était disponible au sein de l'UMR Sisyphe (Gonçalvès et al. 2004a). Il a fourni la géométrie et les paramètres hydrodynamiques de notre propre modèle, fondé sur le code numérique NEWSAM (Ledoux 1975), développé au Centre d'Informatique Géologique (CIG) de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris (ENSMP).

Afin de prendre en compte des conditions aux limites évolutives du système, une reconstitution de l'évolution climatique et géomorphologique à l'échelle du bassin s'est imposée. Le travail s'est ainsi organisé autour de trois axes : d'une part, la construction d'un scénario quantitatif traduisant les effets des processus morphologiques structurant le bassin (partie I), d'autre part, la mise en place d'un forçage paléoclimatique spatial et temporel (partie II), tous deux à intégrer dans la modélisation hydrogéologique proprement dite (partie III).

- **Un scénario d'évolution paléogéomorphologique**

Ces dernières années, les nombreux travaux portant en particulier sur l'analyse morphosédimentaire des terrasses alluviales plio-pléistocènes du bassin de Paris (Le Roux et Harmand 1998, Lautridou et al. 1999, Antoine et al. 2000b, Pastre et al. 2003) ont permis de reconstituer et de dater les principales étapes de mise en place de la topographie actuelle incisée, et d'en comprendre les mécanismes moteurs, d'ordre tectonique, climatique et eustatique. Cependant, compte-tenu de l'échelle régionale envisagée dans ce travail, on ne pouvait se contenter de reconstructions qui restent malgré tout ponctuelles. C'est pourquoi il a été choisi, dans le cadre du programme de l'INSU ECLIPSE II « *Quantification de l'impact des forçages climatiques/anthropiques passés et futurs sur les circulations dans le bassin de Paris* », co-financé par l'ANDRA, EDF, GDF, l'IRSN et l'INSU, dans lequel

s'inscrit cette thèse, de s'appuyer sur la méthode développée par Bonnet et al. (1998) et déjà appliquée avec succès sur le Massif armoricain (Bonnet et al. 2000). Celle-ci se fonde sur l'analyse d'un modèle numérique de terrain (MNT) pour quantifier l'incision et en déduire une mesure du déplacement vertical. Les résultats de ce travail (Guyomard et al. 2005), réalisé à Géosciences Rennes, ont été mis à notre disposition. Replacés dans le cadre d'une évolution temporelle, ils fournissent la base de construction du scénario paléogéomorphologique. Le détail en sera présenté dans le chapitre 1, faisant suite à un exposé de l'évolution géomorphologique du bassin.

- **Construction d'un scénario paléoclimatique et modélisation**

La reconstruction spatiale et temporelle de l'évolution des paramètres climatiques au cours des cinq derniers millions d'années s'appuie sur une démarche originale, qui a consisté à utiliser un modèle de circulation générale atmosphérique (MCGA), le LMDZ (Institut Pierre Simon Laplace), développé par le Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD). Un tel modèle ne permet pas de reconstruire une évolution climatique de long terme mais simule un régime climatique à l'équilibre avec les conditions aux limites qui lui sont imposées. Trois climats clefs ont donc été choisis et ont fait l'objet de simulations à résolution affinée sur l'Europe : l'actuel, le Dernier Maximum Glaciaire (DMG, 21 ka) et le Pliocène moyen (~3 Ma). Ils sont ensuite replacés dans le cadre d'un scénario d'évolution générale climatique, construit sur la base d'un enregistrement isotopique continu de l'oxygène, issu d'une carotte marine profonde (Tiedemann et al. 1994). Il se découpe en paliers majeurs caractérisés par des forçages climatiques constants et sur lesquels les variables climatiques simulées par le MCGA sont extrapolées. Chacun d'entre eux fait ensuite l'objet d'une modélisation hydrologique, conduite à l'aide du modèle MODSUR (Ledoux 1980), visant à en extraire une infiltration. Le scénario se complète enfin de données relatives aux variations eustatiques et au pergélisol, issues de la littérature.

Chaque étape de la construction de ce scénario fait l'objet d'un développement particulier. Dans un premier temps, le rappel de l'évolution climatique générale du Plio-Quaternaire en souligne les conséquences hydrogéologiques attendues et pose la base du scénario paléoclimatique (chapitre 2).

La mise en œuvre du modèle de circulation générale atmosphérique dans un second temps est l'occasion d'évaluer l'impact de la résolution du modèle sur la sensibilité du climat simulé. Ceci prend forme dans un projet d'intercomparaison de trois modèles portant

sur le DMG et fait l'objet d'un article, inséré dans le chapitre 3. Dans ce même chapitre, seront analysées les simulations du Pliocène moyen, par comparaison à un nouveau jeu de données polliniques (Fauquette, communication personnelle). Un intérêt supplémentaire sera accordé dans ce cas à l'impact de la végétation sur le climat simulé.

Enfin le chapitre 4, dernier volet de la caractérisation des forçages paléoclimatiques, aborde la reconstruction proprement dite du scénario d'évolution temporelle et spatiale de la recharge, à partir des données simulées par le LMDZ et de la mise en œuvre du modèle hydrologique.

- **Réponse hydrodynamique de long terme : modélisation hydrogéologique**

Les deux scénarios géomorphologique et climatique ainsi reconstruits peuvent être intégrés dans le modèle souterrain, sous forme de conditions aux limites pertinentes. A notre connaissance, c'est la première fois qu'un jeu aussi complet de conditions aux limites évolutives est reconstitué et intégré dans une modélisation hydrogéologique tridimensionnelle à l'échelle d'un bassin sédimentaire et sur une telle durée.

Une fois le modèle hydrogéologique 3D construit, une première mise en œuvre de celui-ci est envisagée dans le chapitre 5 sous la forme d'une simulation transitoire de référence couvrant les cinq derniers millions d'années. Les résultats sont discutés en terme de conséquences de l'évolution transitoire passée sur l'hydrodynamique actuelle, via l'étude des bilans d'eau et des charges hydrauliques. Le chapitre 6 complète l'analyse par une évaluation de la sensibilité du modèle aux forçages qui lui sont imposés, en fonction de ses paramètres hydrodynamiques. Cet aspect est traité sous la forme d'un article. Dans un second temps, les conditions aux limites considérées sont étudiées séparément afin d'estimer leurs impacts respectifs sur l'hydrodynamique du système.

Première partie

Evolution géomorphologique récente du Bassin parisien : quantification et scénario d'évolution

Chapitre 1

Construction d'un scénario d'évolution géomorphologique

Le bassin de Paris (section 1.1) est certainement l'un des bassins sédimentaires les mieux étudiés et dont la connaissance stratigraphique, sédimentologique et géodynamique est par conséquent avancée. Les cinq derniers millions d'années, sur lesquels il est ici proposé un zoom, ne représentent que les stades les plus tardifs ou derniers soubresauts d'une histoire débutée il y a environ 248 Ma, dont les principaux traits déterminant sa géométrie et ses lithologies héritées seront rappelés (section 1.2). Les principaux forçages géologiques, tels la compaction, n'ont donc plus cours depuis quelques dizaines de millions d'années. Il convient alors de se pencher en détail sur les processus géodynamiques qui ont gouverné l'évolution récente du bassin et dont les impacts en terme d'hydrodynamique sont recherchés.

Le propos de ce chapitre, qui constitue à lui seul la première partie de ce mémoire, est de reconstruire un scénario paléogéomorphologique, depuis le Pliocène inférieur (5 Ma) jusqu'à l'actuel. Etant développé à des fins de modélisation hydrogéologique, ce scénario vise à relever et à quantifier les principaux événements qui ont entraîné une modification des conditions aux limites des aquifères.

Il est replacé dans le cadre général de l'évolution géomorphologique du bassin et des connaissances actuelles à ce sujet (section 1.3). Il est ainsi possible d'en identifier les conséquences hydrogéologiques (section 1.4) et donc les processus à prendre en compte. Ceux-ci sont quantifiés sur les cinq derniers millions d'années (section 1.5) et insérés dans le scénario, en fonction de leur évolution temporelle (section 1.6).

1.1 Présentation du bassin de Paris

Le bassin de Paris est interprété classiquement comme un bassin flexural intracratonique (Pomerol 1978, Mégnien 1980, Brunet et Le Pichon 1982, Curnelle et Dubois 1986). Bassin extensif produit d'une subsidence thermique décroissante prenant naissance lors d'une phase d'extension permo-triasique, il évolue progressivement vers un bassin compressif au cours du Crétacé (Guillocheau et al. 2000).

Ce bassin sédimentaire approximativement semi-circulaire d'un diamètre de 600 km couvre la moitié nord de la France. Cette unité structurale s'appuie à l'ouest sur le Massif armoricain, au sud sur le Massif central, à l'est et au nord-est sur les Vosges et le Massif ardenno-rhénan. Il s'ouvre largement au NNE vers le Bassin belge et à l'WNW vers la Manche et le bassin de Londres, où se prolongent ses structures profondes. Il communique au sud-ouest avec le Bassin aquitain par le seuil du Poitou et au sud-est, avec le graben de la Bresse par le seuil de Bourgogne. A l'est, le bassin et le socle des Vosges sont bordés par le graben du Rhin.

Le Bassin parisien englobe l'ensemble des terrains mésozoïques et cénozoïques reposant sur un socle ante-permien et s'appuyant sur ces massifs hercyniens. Les assises géologiques, du Trias au Tertiaire, sont disposées en auréoles concentriques dont les plus récentes affleurent au centre et les plus anciennes en périphérie (figures 1.1 et 1.2). La puissance maximale des couches, de l'ordre de 3 km, est atteinte sous la Brie. Cette distribution a été pour l'essentiel acquise lors des événements tectoniques tertiaires liés à l'orogenèse pyrénéo-alpine qui, conjugués à une forte érosion, ont provoqué le soulèvement du socle périphérique et exhumé les sédiments mésozoïques et le socle sous-jacent.

Le relief est peu accidenté et les altitudes sont modestes sauf vers les bordures septentrionales et orientales. La topographie actuelle montre un contraste morphologique entre les vastes plateaux du centre et de l'ouest, ponctués de buttes allongées et entaillés de larges vallées et les cuestas qui se développent à l'est. Ces formes structurales sont dégagées par l'érosion suite à une longue période d'aplanissement au Tertiaire et s'expliquent par l'empilement de couches de lithologie alternativement tendre et dure, inclinées vers le centre du bassin.

La structure générale est déformée par des plissements anticlinaux et synclinaux, de longueurs d'onde variables, engendrés par les déformations pyrénéo-alpines, dont les changements de régime de contraintes induisent des champs de déformation plus ou moins

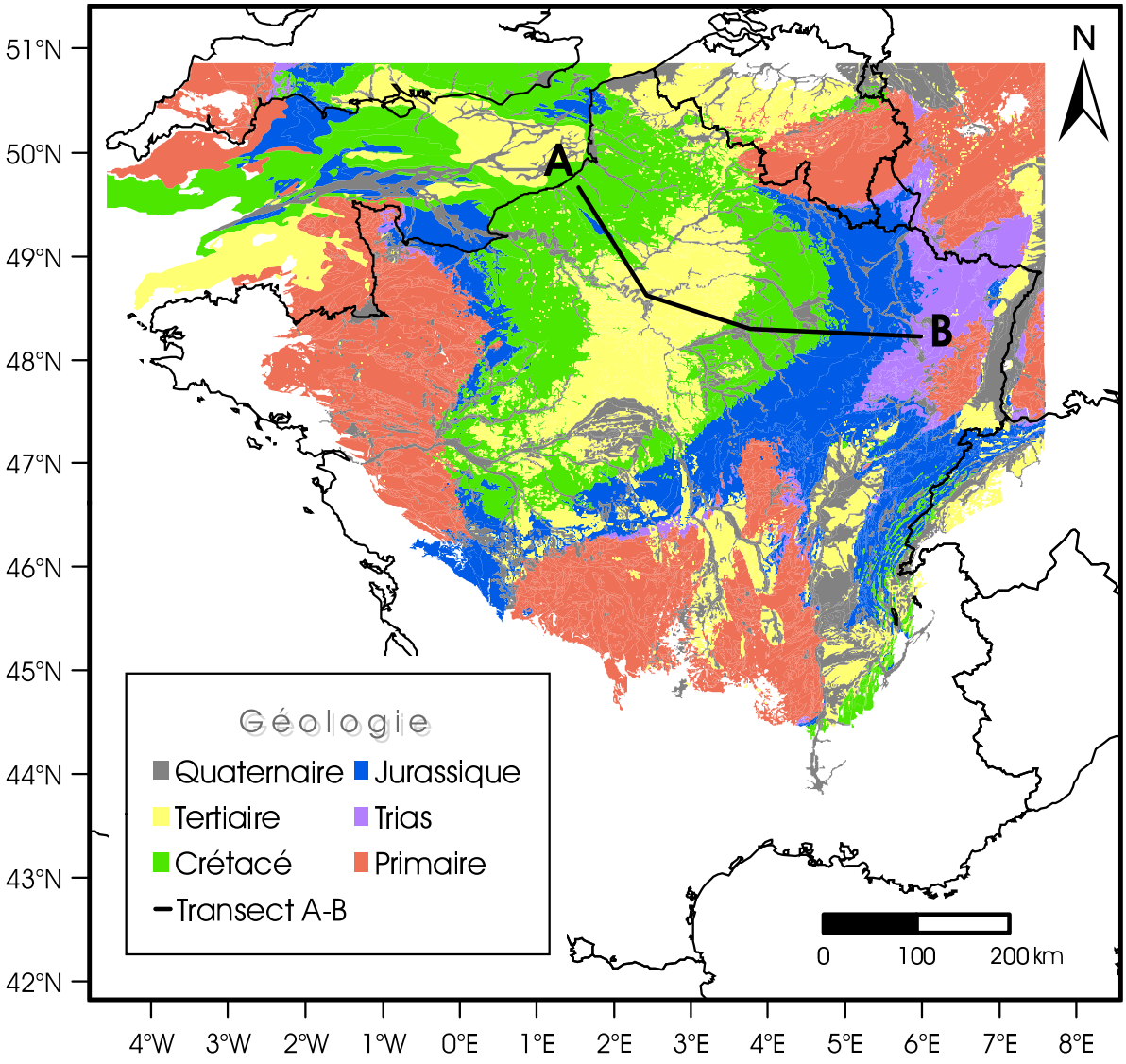


FIG. 1.1 – Cadre géologique du bassin de Paris. Position de la coupe présentée en figure 1.2.

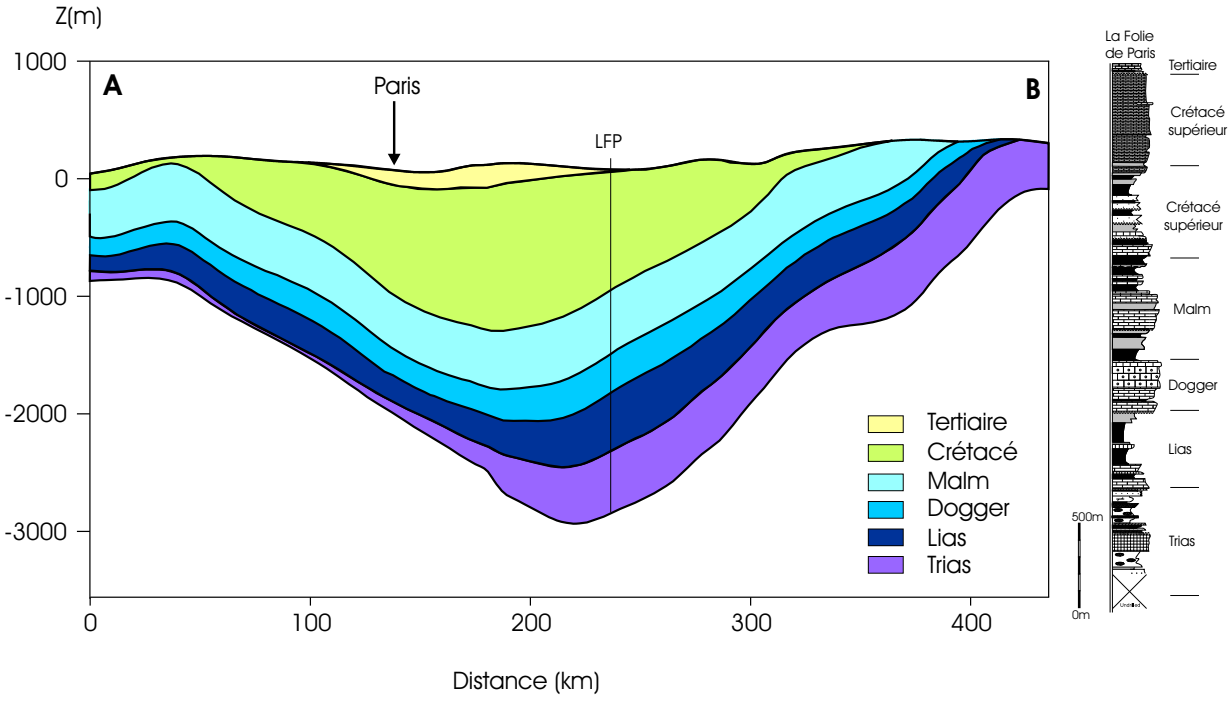


FIG. 1.2 – Coupe géologique NW-SE du Bassin parisien, établie par Gonçalvès et al. (2004c) d'après les marqueurs interpolés de la base de données stratigraphiques (Guillocheau et al. 2000), pour la construction du modèle de bassin NEWBAS. Log stratigraphique synthétique de la Folie de Paris (LFP) (Guillocheau et al. 2000).

hétérogènes (Guillocheau et al. 2000). Des accidents majeurs affectent le bassin, dont les principaux sont les systèmes de failles de Bray-Bouchy-Vittel, de Luxembourg et de Metz, et de Seine-Sennely et Loire. La plupart hérités de l'histoire hercynienne et réactivés au cours de son histoire mésozoïque, ils ont pour certains exercé un contrôle sur la subsidence du bassin.

1.2 L'évolution géodynamique méso-cénozoïque du bassin de Paris

L'histoire méso-cénozoïque du bassin de Paris (voir échelle stratigraphique en figure 1.3) est héritée d'une phase de distension crustale permo-triasique ayant affecté l'Europe occidentale, qui s'accompagne d'une remobilisation des accidents tardi-hercyniens (Curnelle et Dubois 1986). Au cours de sa longue histoire sédimentaire, le bassin enregistre des dé-

formations de moyenne et grande longueur d'onde et de faible amplitude, en réponse aux événements géodynamiques qui affectent l'extrémité occidentale de la plaque eurasiatique et correspondent aux stades d'ouverture et de fermeture de la Téthys et de l'ouverture de l'Atlantique (Guillocheau et al. 2000). La subsidence du bassin est principalement active au Mésozoïque, dans un contexte globalement extensif. Le taux de subsidence diminue considérablement au Tertiaire, sous un régime devenu compressif depuis le Crétacé inférieur.

Au stade d'initiation du bassin, la reprise détritique de la sédimentation est marquée par des dépôts continentaux fluviatiles dès le Trias inférieur (Buntsandstein), suivie d'une première mise en eau entrecoupée d'un épisode lagunaire évaporitique (Muschelkalk) puis d'un confinement généralisé caractérisé par des dépôts d'évaporites et de marnes évaporitiques (Keuper) (Curnelle et Dubois 1986). Au sein du Keuper, l'épisode des Grès à roseaux, contemporain de la migration des aires de subsidence vers le centre du bassin, marque la véritable naissance du bassin de Paris (Guillocheau et al. 2000). La mise en eau se généralise au Lias inférieur et conduit à un vaste domaine marin franc débordant largement des limites actuelles du bassin, d'approfondissement maximum au Toarcien (Curnelle et Dubois 1986), caractérisé par des dépôts argilo-marneux.

Le Jurassique moyen et supérieur se caractérise par une phase de subsidence active, avec un axe de sédimentation orienté selon une direction NW-SE, dans un régime globalement extensif (Guillocheau et al. 2000). Il correspond au développement des grandes plates-formes carbonatées du Bajocien, Bathonien, Oxfordien et Portlandien, et comprend des termes argileux au Callovien et au Kimméridgien. Le bassin présente une subsidence plus marquée dans la partie contrôlée par les failles Seine et Sennely donnant naissance au sillon marneux du Dogger.

Les dépôts du Crétacé inférieur jusqu'à l'Aptien terminal, principalement terrigènes, marquent une rupture dans la nature de l'environnement sédimentaire du bassin, qui devient faiblement subsident (Guillocheau et al. 2000). Un plissement de moyenne longueur d'onde selon une compression NE-SW, contemporaine de l'ouverture du Golfe de Gascogne, affecte le bassin.

La transgression albienne est caractérisée par des faciès de marée, les Sables verts, qui font place à des faciès argileux de milieu marin ouvert, les argiles du Gault, auxquels succèdent les plates-formes crayeuses du Cénomanien et du Turonien.

Un régime compressif NE-SW généralisé s'installe dès la fin du Turonien, en conséquence

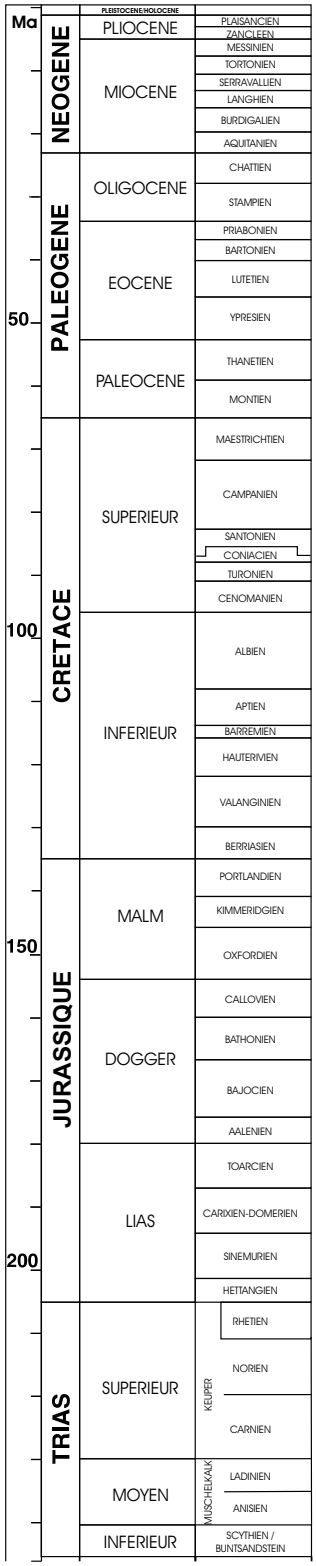


FIG. 1.3 – Echelle chronostratigraphique méso-cénozoïque.

de la convergence Afrique-Eurasie. La plus importante phase de déformation pyrénéo-alpine se situe du Coniacien au Thanétien et s'apparente à un flambage lithosphérique. Elle s'accompagne de l'exhumation définitive des domaines de socle du Massif armoricain, du Massif central et des Ardennes. Au cours du Crétacé supérieur, le bassin connaît sa dernière phase de subsidence importante avec le dépôt de la craie blanche sénonienne, avant une émersion de son ensemble à la fin du Mésozoïque.

La transition Crétacé-Tertiaire marque un changement majeur dans l'évolution du bassin de Paris vers un contexte érosif et des environnements continentaux. Au Tertiaire, le taux de subsidence diminue considérablement (Robin et al. 2000) et seul le centre du bassin est envahi par les cycles de transgressions/régressions du Paléogène, formant un golfe ouvert vers le nord et l'ouest.

Au Lutétien inférieur, la surrection du dôme de l'Artois sépare définitivement le bassin de Paris de la mer du Nord (Pomerol 1978). L'évolution du bassin se marque d'une tendance au confinement qui culmine avec les dépôts gypseux du Ludien moyen. La dernière transgression majeure date du Stampien, suivie du retrait définitif de la mer du centre du bassin et d'une continentalisation progressive.

Les déformations pyrénéo-alpines sont actives de l'Eocène à l'Oligocène inférieur dans un régime de compression N-S, en partie contemporaines de l'extension E-W associée aux rifts oligocènes, qui s'exprime à l'est du bassin. Le bassin bascule vers le sud-ouest à partir de la fin de l'Oligocène inférieur. Une dernière phase de flambage lithosphérique, selon une direction NW-SE, contemporaine de la formation du Jura (Bergerat 1987), des antiformes de Bourgogne et de Picardie, structure le bassin au Miocène terminal-Pliocène basal (Guillocheau et al. 2000).

La décroissance du taux de subsidence aboutit à une période de transit sédimentaire ou d'accumulation locale de l'Oligocène supérieur au Pléistocène inférieur (Guillocheau et al. 2000). La mer, dite des Faluns, pénètre encore à deux reprises le long du cours actuel de la Loire, au Langhien et au Pliocène moyen. Au Pliocène et au Pléistocène inférieur, de faibles épaisseurs de sédiments, sous forme d'épandages fluviatiles originaires du Massif central, s'accumulent. Le Pléistocène moyen jusqu'à l'actuel est une période d'érosion et de surrection généralisée du bassin.

L'histoire récente du bassin, depuis le Pliocène, brièvement relatée ici dans la continuité de l'histoire géologique globale, est détaillée dans la section suivante. Un accent particulier est placé sur le relevé des processus géomorphologiques dont les conséquences hydrodyna-

miques sont notables et seront évoquées ensuite en section 1.4.

1.3 Le Plio-Quaternaire : une histoire continentale dominée par l'érosion

La transition Crétacé-Tertiaire a marqué un changement majeur dans l'évolution du bassin de Paris vers un contexte érosif et des environnements continentaux. C'est au cours du Tertiaire que le bassin a principalement acquis sa forme actuelle. Les déformations pyrénéo-alpines, conséquences de la convergence Afrique-Eurasie, ont structuré le bassin dès la fin du Crétacé. Les ondulations de faible amplitude (200 m) et de moyenne longueur d'onde (200 km) qui le caractérisent sont le résultat de la dernière phase de flambage lithosphérique, selon une direction de compression NW-SE (Guillocheau et al. 2000), au Miocène supérieur.

Les stades tardifs de l'évolution du bassin, au Pliocène et surtout au Pléistocène, ont donc été des périodes fondamentales de mise en place de ses formes structurales, dégagées par l'érosion, et de creusement de son réseau hydrographique par étapes successives, dans un contexte de surrection généralisée. Cette morphogenèse récente a donné au bassin les traits essentiels de son relief actuel. Elle résulte de l'action conjointe des variations climatiques majeures du Plio-Pléistocène et de mouvements verticaux. Ces derniers sont issus de la combinaison des variations eustatiques, également d'ordre climatique, et de mouvements tectoniques de grande longueur d'onde, qui se traduisent par le soulèvement du bassin (Pomerol 1978, Fourniguet 1987).

L'évolution paléotopographique du bassin au cours des derniers millions d'années s'est jouée en deux temps, séparés par une transition majeure. Celle-ci, d'échelle ouest-européenne et probablement d'ordre climatique (Baize et al. 1998, Le Roux et Harmand 1998, Brault et al. 2004), se situe à la limite Pléistocène inférieur/moyen, soit il y a environ 900 000 ans. Elle s'est soldée par de profonds changements géomorphologiques : les topographies lissées du Pliocène et du Pléistocène inférieur à vastes épandages fluviatiles ont laissé la place à une période d'érosion et d'enfoncement des vallées, caractérisée par de profondes réorganisations du réseau hydrographique.

1.3.1 Pliocène et Pléistocène inférieur

Le Pliocène et le Pléistocène inférieur se sont inscrits dans une période de faible accumulation sédimentaire, qui a débuté à la fin de l'Oligocène et a vu migrer les dépôts vers le sud-ouest du bassin, dans la gouttière ligérienne. De nature essentiellement détritique (sables et argiles), ils ne sont préservés que dans un couloir N-S le long des failles de Sennely-Loire au sud et de la Seine au nord. Les affleurements sont largement discontinus et profondément incisés par le réseau hydrographique actuel (Guillocheau et al. 2000). Il s'agit de sédiments marins, tels que les Faluns d'Anjou, les Sables de Saint-Vigor en Basse-Normandie, ou les Argiles de Vermont en Haute-Normandie, témoins des dernières incursions marines sur la bordure occidentale du bassin au Pliocène moyen, de sédiments lacustres (Argiles de La Londe ou de Vernon) ou encore de vastes épandages fluviatiles continentaux en provenance du Massif central (Sables de Sologne p.p., Sables de Lozère, Sables et Argiles du Bourbonnais).

Ces derniers sont l'illustration des paléotopographies lissées, à réseaux de drainage divaguants, caractéristiques du Mio-Pliocène (Tourenq et Pomerol 1995). Dans le bassin oriental, les paléo-nappes alluviales les plus anciennes témoignent également du manque de vigueur du relief à la fin du Tertiaire et de cours d'eau qui fluctuent dans de larges paléovallées (Pissart et al. 1997a).

Les réorganisations paléogéographiques majeures, qui engendrent un détournement alternatif de l'Allier et de la Loire vers l'Atlantique au Pliocène supérieur ou vers la Manche au Pléistocène inférieur (Tourenq 1989, Tourenq et Pomerol 1995), sont d'importance car elles expriment de légers mouvements tectoniques et pourraient être la conséquence de la déformation consécutive au soulèvement général du bassin. De tels exemples de captures fluviatiles ont été également identifiés le long des grabens de la Bresse et du Rhin, le Rhin s'écoulant vers la Méditerranée au Pliocène supérieur (Petit et al. 1996), suggérant une surrection générale du nord de la France, du bloc armoricain au graben du Rhin (Guillocheau et al. 2000).

Une reconstruction de la paléogéographie et des principales lignes d'écoulement connues, établie par Guillocheau au Pliocène inférieur, par compilation des éléments d'information disponibles, est illustrée en figure 1.4. Elle fait état des topographies très lissées de cette époque et du couloir principal Seine-Loing-Loire de transit sédimentaire.

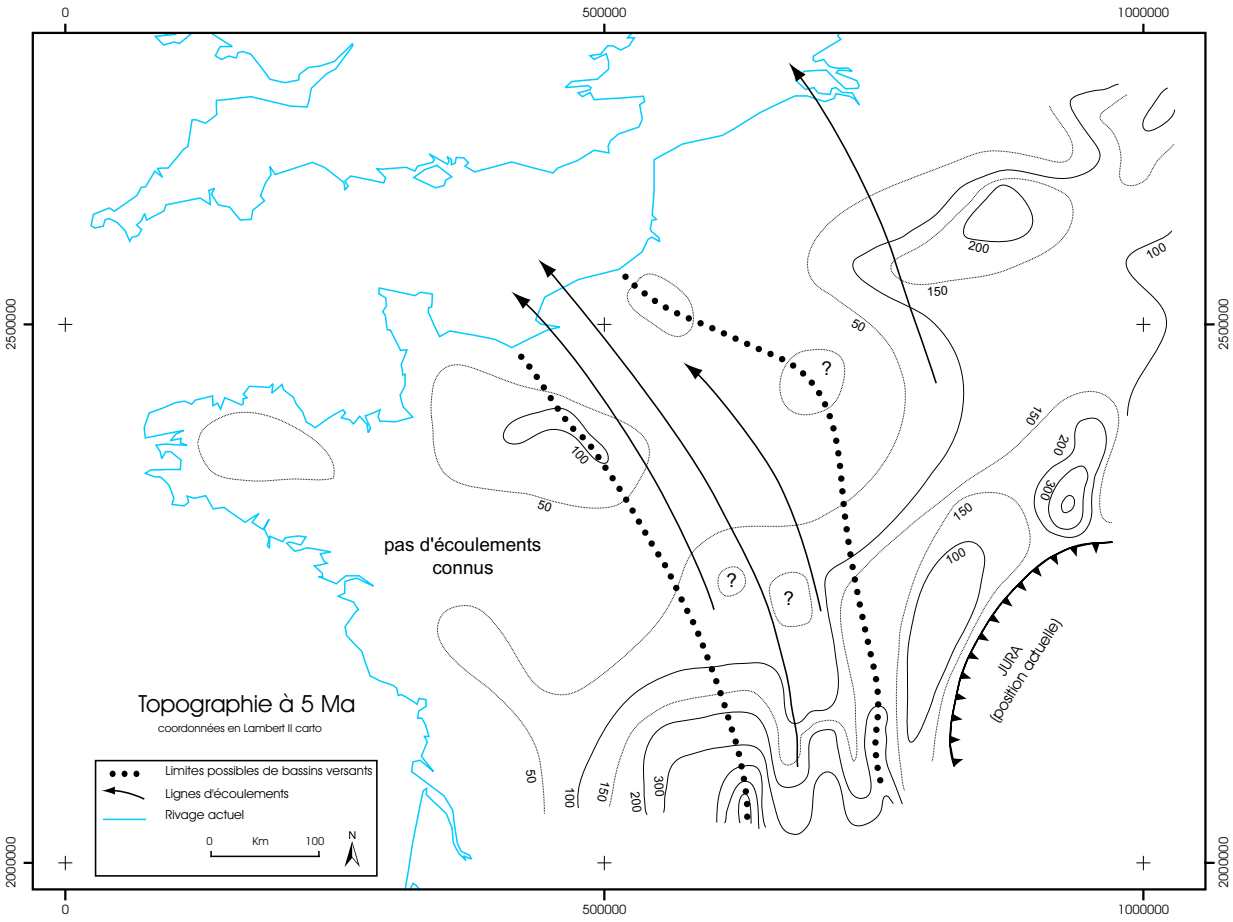


FIG. 1.4 – Paléotopographie du Pliocène et réseaux de drainage, il y a cinq millions d'années. Reconstruction et illustration : F. Guillocheau.

1.3.2 Du Pléistocène à l'actuel : une profonde réorganisation des systèmes géomorphologiques

1.3.2.1 Origine de la morphogenèse pléistocène

La limite Pléistocène inférieur-moyen a marqué le début d'une période d'érosion qui se poursuit jusqu'à nos jours et un tournant dans l'évolution géomorphologique du bassin. En effet, elle coïncide avec le passage à des systèmes d'écoulements chenalisés qui incisent le substratum. La datation des premières formations alluviales associées à ces systèmes, préservées dans les hautes terrasses, a permis de situer précisément dans le temps les amorces de l'incision du réseau hydrographique. Il est ainsi reconnu qu'elle a débuté il y a environ 1 Ma (Le Roux et Harmand 1998, Lautridou et al. 1999, Antoine et al. 1998, 2000b) et ce, à l'échelle du nord-ouest de l'Europe (Gibbard 1988). En vallée de Seine, les Très Hautes Terrasses, témoins des premières phases d'encaissement, contiennent de l'augite, d'origine centralienne et volcanique, qui a été datée à 1 Ma (Tourenq et Pomerol 1995). Le même âge a été proposé dans la vallée de la Somme, grâce à une analyse multidisciplinaire des terrasses alluviales (Antoine 1994, Antoine et al. 2000b). A l'est du bassin, l'encaissement du réseau hydrographique dans les calcaires ne commence également qu'au Pléistocène et s'accompagne du déblaiement des dépressions argileuses, dégageant peu à peu les côtes de Meuse et de Moselle (Le Roux et Harmand 1998). Dans le bassin de l'Allier en Limagne, l'étude de produits volcaniques remaniés dans les alluvions a permis de distinguer les différentes formations alluviales, dont l'âge relatif a pu être précisé grâce aux corrélations effectuées avec le volcanisme contemporain régional dans le Massif central. Les plus hautes terrasses de Limagne devraient ainsi s'être mises en place vers 1,75 $\pm$ 0,1 Ma (Pastre 1986). En périphérie du bassin, dans le Massif armoricain, les réseaux hydrographiques actuels sont sécants par rapport à un premier réseau mio-pliocène. L'âge du début du creusement est estimé à environ 0,7 Ma à partir de la datation des hautes terrasses (Bonnet 1998).

1.3.2.2 Erosion et creusement des vallées

Le réseau hydrographique s'inscrit et s'enfonce alors dans le plan d'une paléosurface d'abrasion aplanie à caractère polygénique, dite surface fondamentale du bassin de Paris (Dewolf et Pomerol 1997). La reprise d'érosion modèle le paysage actuel à partir de cette surface initiale qu'elle démantèle. Elle dégage peu à peu les grandes plates-formes struc-

turales que sont les plateaux de Beauce, de Brie, de la Plaine de France et du Vexin. Elle provoque le recul des formations de couverture et s'accompagne de la formation et du retrait des lignes de cuestas du bassin oriental (Le Roux et Harmand 1998). Le dégagement des buttes et le dépôt de lœss ou limon des plateaux, abondant dans le centre et l'ouest du bassin, retouchent les surfaces aplanies au sein desquelles s'encaissent les vallées.

L'incision conduit à la formation de terrasses étagées, préservées dans les vallées des principaux bassins versants, qui constituent avec les dépôts de versant d'excellents témoins des étapes du creusement. L'analyse multidisciplinaire de ces systèmes, fondée sur des observations sédimentologiques, morphostratigraphiques, pédologiques, palynologiques ou encore paléontologiques, renseigne sur l'évolution temporelle des principaux chenaux fluviatiles. Dans le bassin de Paris, les terrasses de la Seine (Lautridou et al. 1999, Antoine et al. 2000b) et de ses affluents, de la Somme (Antoine 1994, Antoine et al. 2000b), qui se prolongent sous la Manche (Auffret et al. 1980), de la Meuse, la Meurthe et la Moselle (Le Roux et Harmand 1998), ont été abondamment étudiées et leur histoire est désormais raisonnablement bien comprise.

En vallée de Somme comme en basse vallée de Seine, l'encaissement déduit de l'analyse des terrasses est de 40 m en 800 ka soit 5 m par 100 000 ans (Lefebvre et al. 1994). Le bilan d'incision est semblable dans la vallée de l'Yonne (Chaussé et al. 2004). A l'est du bassin de Paris, dans la vallée de la Marne, l'incision totale plio-quaternaire est de l'ordre de 200 m (Lejeune et al. 2002). Les taux d'incision post-capture sont deux fois supérieurs dans les vallées de la Meurthe et de la Moselle lorraines (Cordier et al. 2004), jusqu'à une dizaine de mètres par 100 ka. De même, ils s'accélèrent dans les vallées de la Saulx et de l'Ornain suite à la capture par la Marne, pour atteindre des valeurs comparables, voire nettement plus élevées sur le site de capture (Harmand et al. 2002). Ils ont été estimés entre 7 et 10 m par 100 ka dans la vallée de la Tamise (Maddy et al. 2000).

1.3.2.3 Réorganisations du réseau hydrographique

L'évolution paléogéographique du Pléistocène s'est accompagnée de plus d'une profonde modification des systèmes fluviatiles. Le réseau hydrographique s'est réorganisé en fonction des mouvements tectoniques par des processus de captures fluviatiles, depuis l'ouest au profit de la Seine et depuis l'est au profit du bassin rhénan. La figure 1.5 indique les principaux bassins versants initiaux à 0,9 Ma et les captures du Pléistocène inférieur/moyen.

L'une des captures les plus classiques, et déjà évoquée précédemment, concerne l'Allier

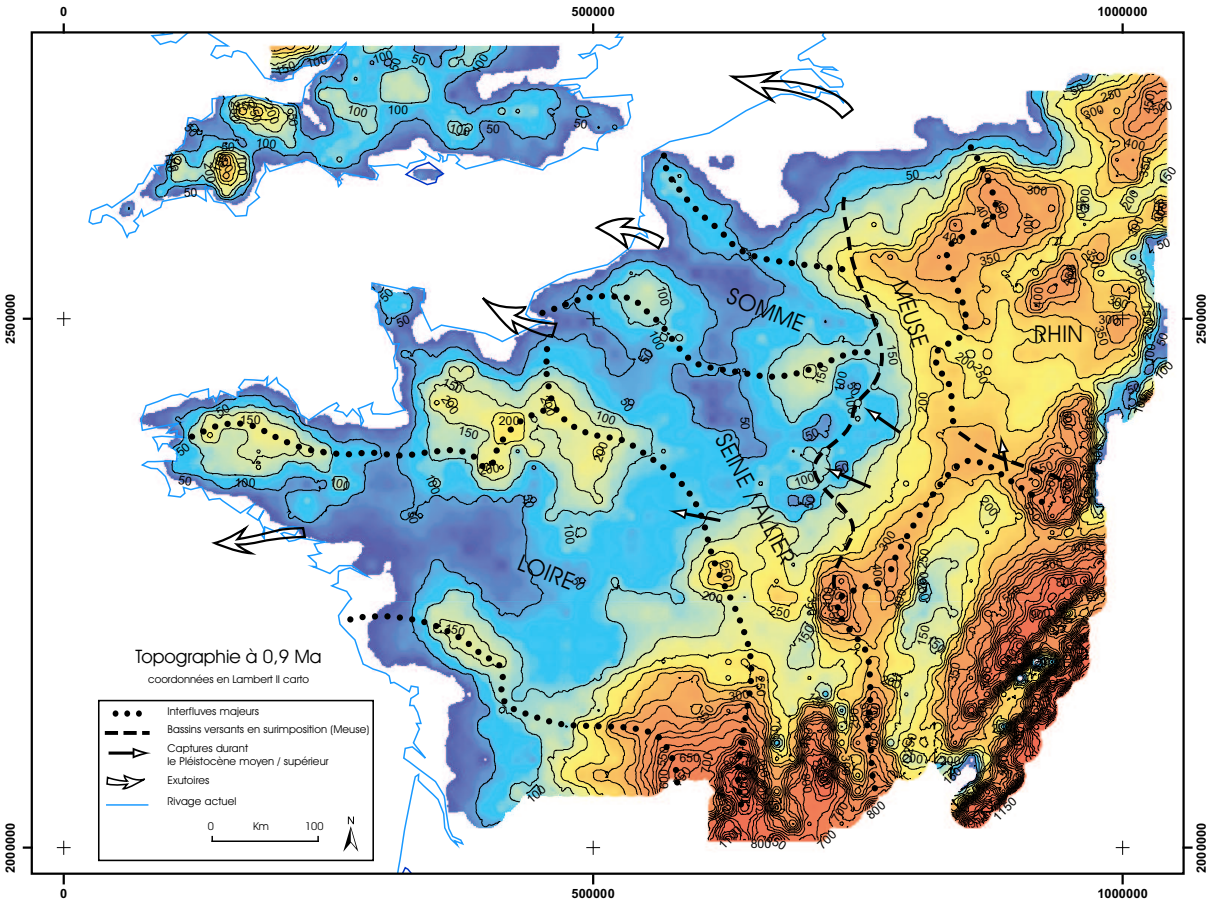


FIG. 1.5 – Paléotopographie et délimitation des bassins versants au Pléistocène inférieur, il y a 900 000 ans. Reconstruction et illustration : F. Guillocheau.

et la Loire, qui se dirigent alternativement vers le nord ou vers l'ouest. Leur dérivation définitive vers l'Atlantique n'intervient qu'au cours du Saalien (Tourenq et Pomerol 1995).

Les changements d'organisation du drainage sont également remarquables dans la partie orientale du Bassin parisien. Le réseau actuel est un héritage ancien du système fluviatile originel, mis en place en conformité avec la surface initiale mio-pliocène drainée vers la mer du Nord. Ainsi s'explique le tracé des cours d'eau principaux, comme celui de la Meuse, en surimposition à la structure du relief de côtes de l'est du bassin (Le Roux et Harmand 1998). Le drainage a été ensuite perturbé par le relèvement de la bordure orientale du bassin. Les captures sont nombreuses, parfois favorisées par le développement de réseaux karstiques. Un processus d'ébranchement du bassin de la Meuse s'est déroulé au profit du bassin de la Seine et de celui de Rhin-Moselle. L'Aisne qui se déversait autrefois dans le bassin de la Meuse par la vallée de la Bar, et recevait en amont la Saulx et l'Ornain, a été capturée il y a environ un million d'années (Pissart et al. 1997b). La Saulx et l'Ornain ont elles-mêmes été capturées par la Marne. La capture classique de la Haute Moselle, paléo-affluent de la Meuse, par un affluent de la Meurthe est attribuée au Saalien, il y a $\sim$ 250-300 ka, favorisée par le recul des côtes et l'élargissement des dépressions argileuses (Le Roux et Harmand 1998). Les vallées mortes conservent les témoins de ces paléo-nappes alluviales.

1.3.3 Une évolution géomorphologique contrôlée par les variations climatiques, tectoniques et eustatiques

Cette importante rupture dans le fonctionnement hydrologique du bassin peut être mise en relation avec les grands événements tectoniques, climatiques et eustatiques qui affectent le domaine ouest-européen à cette époque et qui sont les principaux facteurs externes contrôlant les systèmes géomorphologiques.

L'érosion indique une baisse majeure du niveau de base, qui pourrait être due à la combinaison d'une chute du niveau eustatique (Haq et al. 1987) et du soulèvement tectonique, opérant simultanément (Guillocheau et al. 2000). Le creusement progressif des vallées se produit en effet dans un contexte de surrection généralisée du bassin depuis longtemps reconnu (Wyns 1977, Pomerol 1978, Colbeaux et al. 1980). Le soulèvement est attesté en particulier par l'étagement des terrasses alluviales dont l'analyse a d'ailleurs permis d'en estimer l'ampleur. La comparaison des vallées de la Somme et de la Seine débouche par

exemple sur des valeurs de surrection de la bordure nord-ouest du bassin de 55 à 60 m pour 1 Ma, indiquant peu de différences tectoniques d'une vallée à l'autre (Antoine et al. 2000b). A l'est du bassin, le système de terrasses de la Meuse (Pissart et al. 1997a) se construit dans le cadre du soulèvement du nord-est du bassin de Paris et des Ardennes (Demoulin 1998), à des vitesses de l'ordre de 0,05 $mm.an^{-1}$ (Tebbens et al. 2000). La préservation de sédiments pliocènes estuariens à des altitudes pouvant atteindre plus d'une centaine de mètres au-dessus du niveau marin actuel (La Londe, Lautridou 1985) témoigne également de mouvements épirogéniques positifs au cours du Pléistocène. La quantification du déplacement vertical en Normandie et dans le sud de l'Angleterre suggère un taux de surrection au Quaternaire qui fluctue autour de 100 m par million d'années (Preece et al. 1990, Lagarde et al. 2000, 2003). De plus, les mesures de nivellement réalisées sur l'ensemble du bassin ont permis de caractériser la déformation verticale actuelle du bassin et d'en illustrer notamment la variabilité spatiale (Fourniguet 1987). Le centre du bassin apparaît ainsi comme une zone homogène de soulèvement moindre que ses bordures à la fois orientales et occidentales.

Cependant la tectonique n'est pas le seul moteur de l'évolution géomorphologique récente du bassin. En effet, la modification géométrique des topographies s'observe également dans des domaines de soulèvement faible voire nul (Brault et al. 2004). De même, les variations eustatiques ne peuvent expliquer à elles seules le réarrangement des réseaux de drainage. Il a été démontré que les faibles niveaux marins glaciaires pouvaient entraîner de l'incision, comme dans le système Rhin/Meuse (Törnqvist 1998), en basse vallée de Seine (Lefebvre et al. 1994) ou de Somme (Antoine et al. 1998, 2000b, Van Vliet-Lanoë et al. 2000). Cependant ces effets sont en général limités aux basses vallées et ne tendent pas à se propager vers l'amont (Schumm 1993).

C'est pourquoi le forçage climatique apparaît comme le principal déclencheur de l'incision. La mise en place du réseau hydrographique actuel et le passage à un régime incisif il y a 1 Ma est ainsi attribué à la détérioration climatique majeure qui se produit à cette époque (Le Roux et Harmand 1998, Brault et al. 2004). Le changement de cyclicité, d'une période de 41 ka à 100 ka, se marque par une accélération du refroidissement et par une diminution de la pluviométrie (transition mi-pléistocène, cf. section 2.1). D'un contexte mio-pliocène humide et chaud à ruissellement homogène et érosion uniforme et de faible intensité, l'aridité croissante conduit à un régime incisif qui devient révélateur de la déformation continue. L'érosion s'intensifie alors et se localise.

De plus, le facteur climatique intervient également en contrôlant la dynamique temporelle de l'incision. La cyclicité climatique glaciaire-interglaciaire (cf. section 2.1) coïncide avec l'alternance des processus fluviatiles, selon le modèle proposé par Vandenberghe et Pissart (1993) et Vandenberghe (1995, 2002). Les transitions climatiques, vers une période glaciaire ou inversement à l'occasion d'une déglaciation, sont ainsi identifiées comme des phases d'instabilité majeure où se localise l'incision. Il en résulte que les phases d'incision sont de courte durée à l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire et suivies de longues phases de stabilité, caractérisées par une sédimentation et une érosion latérale, qui aboutissent à la formation des nappes alluviales en terrasses.

Ces dépôts contiennent souvent du matériel qui peut être daté et permet ainsi de contraindre l'époque à laquelle se produit l'incision. Par exemple, une séquence de référence a été proposée pour le système de terrasses de la Somme dont l'interprétation chronostratigraphique est contrôlée par de nombreux éléments de datation (Antoine et al. 2000b). Chacune des dix terrasses peut être décrite selon cette séquence et correspond à un cycle glaciaire-interglaciaire. Les observations impliquent en particulier que l'incision se produit avant le maximum de froid de la phase glaciaire, probablement très rapidement au début d'un stade glaciaire. La caractérisation et le calage systématique des niveaux interglaciaires, de façon à encadrer la période d'incision, sont en cours (Antoine, communication personnelle).

Ce modèle d'évolution morphologique à commande climatique est mis en évidence de la même façon dans les principales vallées du Bassin parisien, vallée de la Seine (Lautridou et al. 1999) ou récemment de l'Yonne (Chaussé et al. 2004) et plus généralement dans de nombreux bassins versants d'Europe de l'Ouest (Mol et al. 2000). Il est conforté par les études de modélisation numérique (Bogaart et Van Balen 2000, Tebbens et al. 2000) et développé aujourd'hui en détail au sein de la période plus récente du Tardiglaciaire, qui offre des possibilités accrues de datation (Antoine 1997, Antoine et al. 2000a, 2003b, Pastre et al. 2000, 2003).

En conclusion, l'évolution géomorphologique récente du Bassin parisien se caractérise par une lente surrection tectonique (0,05 $mm.an^{-1}$) qui affecte l'ensemble du bassin au Plio-Pléistocène. Ce soulèvement fournit le potentiel fondamental pour l'incision du réseau hydrographique. Déclenchée par un changement climatique il y a environ 1 Ma, celle-ci accommode rapidement ce potentiel, à des vitesses de 50 à 100 fois plus rapides que le

soulèvement. Les phases d'incision sont de courte durée et se localisent à chaque transition climatique.

Ces modifications géomorphologiques majeures sont susceptibles d'avoir affecté en retour le système hydrogéologique (section 1.4). Une caractérisation de l'évolution temporelle et une estimation quantitative de ces processus à l'échelle du bassin sont alors nécessaires pour en estimer les impacts hydrodynamiques.

1.4 Processus géomorphologiques et impacts hydrogéologiques

Les importantes modifications de la géométrie du bassin de Paris ne sont pas sans conséquences hydrogéologiques. En effet, elles agissent directement sur les conditions aux limites de surface des aquifères. En déplaçant les zones d'affleurement des formations géologiques, elles en modifient les aires d'alimentation. La réorganisation des axes de drainage et des écoulements de surface affecte la répartition des exutoires souterrains. De plus, le creusement des vallées engendre une diminution localisée des cotes topographiques et en conséquence, des cotes de drainage des aquifères sous-jacents. Ces effets se répercutent sur les charges hydrauliques, les écoulements régionaux étant fortement conditionnés par la topographie en domaine de bassin sédimentaire. L'évolution des gradients hydrauliques qui en résulte est aussi fonction de la surrection différentielle à l'échelle du bassin.

Ces processus géomorphologiques sont variables à des échelles tant spatiales que temporelles. Il convient d'en estimer ainsi d'une part l'ampleur, par des quantifications appropriées en chaque point (section 1.5), d'autre part, d'en déterminer la dynamique au cours des phases d'évolution du bassin (section 1.6).

1.5 Quantification des processus géomorphologiques et tectoniques

1.5.1 Choix de la méthode et processus pris en compte

L'incision conduisant à la formation de terrasses étagées et au dégagement des plateaux, la mesure de la dénivelée maximale entre les points hauts préservés et les fonds de vallée est

indicative des quantités incisées. Si la durée du phénomène est bien contrainte, des vitesses moyennes d'incision peuvent en être déduites. Une analyse géomorphologique plus fine des différents niveaux de nappes alluviales est en revanche nécessaire pour en reconstruire la cinétique. Concrètement, la mesure de l'incision des vallées est rendue difficile par la forte variabilité des systèmes géomorphologiques, en particulier leur profondeur au sein des bassins versants. Par exemple, la quantité d'incision d'une rivière varie depuis l'amont jusqu'à l'aval, simplement du fait de son profil longitudinal. Ainsi une unique valeur de taux d'érosion ne peut-elle donc être considérée comme représentative de l'ensemble d'un bassin. De plus, à l'échelle du domaine d'étude, i.e. le bassin de Paris, qui couvre plus d'une centaine de milliers de kilomètres carrés et regroupe de nombreux bassins versants, les valeurs ponctuelles issues de levés géomorphologiques de terrain et répertoriées dans la littérature ne sont pas suffisantes pour en construire une vision d'ensemble. Une analyse plus systématique est nécessaire.

C'est pourquoi il a été choisi de se fonder sur la méthode développée par Bonnet et al. (1998) et mise en application sur le Massif armoricain (Bonnet et al. 2000). Cette technique quantifie l'incision par une mesure de la profondeur de toutes les vallées d'un bassin versant en fonction de leur demi-largeur. Un bilan spatialisé de l'incision au niveau de chaque bassin versant est ainsi réalisé. L'intérêt fondamental de cette méthode réside dans la possibilité d'extraire la contribution tectonique au creusement des vallées, par opposition au rôle de l'eustatisme (cf. section 1.5.2). En effet, la méthode met en avant des différences systématiques de profondeur de vallées entre bassins versants, attribuables à des différences de soulèvement relatives, qui sont quantifiées. L'incision et le déplacement vertical sont ainsi quantifiés sur l'ensemble du bassin de Paris, par une même démarche cohérente. Le scénario d'évolution géomorphologique du bassin de Paris, construit sur les cinq derniers millions d'années, s'appuiera sur ces quantifications, de façon à établir les modifications temporelles et spatiales des conditions aux limites du système hydrogéologique.

Certains processus ne seront cependant pas pris en compte, notamment les dégagements érosifs des affleurements. Pourtant ils ont sûrement un impact non négligeable sur la géométrie des écoulements puisqu'ils modifient les conditions de drainage et d'exutoire ainsi que de recharge des aquifères (Tóth et Millar 1983, Teles et al. 2005). Régionalement, il est possible d'estimer le taux d'ablation des plateaux carbonatés et le recul des lignes de côtes orientales par des essais de reconstitution de la surface initiale mio-pliocène (Brulhet et al. 2002). Seules les grandes lignes de l'évolution des paysages régionaux sont retracées

et du fait du manque de datations, les vitesses moyennes d'érosion dans le passé restent incertaines. La dynamique d'érosion est complexe et fonction des lithologies et reliefs locaux, ainsi que des variations climatiques. La généralisation de ce type de travaux à l'échelle du bassin n'a pour l'instant pas abouti et en l'absence de données spatialisées et quantifiées, cet aspect n'a donc pas été abordé. De plus, il nécessiterait un ajustement particulier du modèle hydrogéologique, afin de rendre évolutif un maillage qui est fixe (cf. section 5.1). Le second point qui n'est pas explicité concerne la réorganisation des axes de drainage et la modification des bassins versants. En effet, le modèle souterrain n'est pas couplé aux écoulements de surface (cf. section 4.3), ce qui implique que le réseau hydrographique n'est pas représenté en tant que tel.

1.5.2 Quantification de l'incision et de la surrection

L'analyse géomorphologique ici développée a pour but de dresser une carte d'incision des rivières qui drainent le Bassin parisien, depuis 0,9 Ma. Elle se complète d'une estimation des paramètres géométriques des bassins versants, déduits de la relation « pente-aire drainée », qui vise à isoler un signal tectonique. Ce type de méthode, récemment développé avec succès dans des régions tectoniquement actives (Kirby et al. 2003, Snyder et al. 2003), permet de quantifier le soulèvement vertical différentiel.

Cette étude, dont les principaux résultats sont résumés ci-après, a été réalisée par Yaël Guyomard, sous la direction de François Guillocheau, Stéphane Bonnet et Cécile Robin, de l'équipe Transferts et Géologie sédimentaire de Géosciences Rennes (UMR 6118, Université de Rennes I), dans le cadre de la collaboration établie au sein du programme INSU ECLIPSE II « *Quantification de l'impact des forçages climatiques/anthropiques passés et futurs sur les circulations dans le bassin de Paris* ». Ce travail fait l'objet d'un article en préparation (Guyomard et al. 2005), auquel le lecteur pourra se référer ultérieurement pour de plus amples détails concernant la méthode et une discussion approfondie des résultats.

1.5.2.1 Une quantification de l'incision à l'échelle du Bassin parisien

Le point de départ de la méthode consiste à quantifier le creusement des rivières qui correspond à la différence d'altitude entre les points hauts qui jalonnent les bassins versants et le talweg. Ceci revient à considérer les points hauts comme des reliques de la paléotopographie qui ont résisté à l'érosion et qui en indiquent l'altitude minimale. Dans la

pratique, la difficulté est de définir un critère qui permette de ne retenir que les points hauts judicieux.

La mesure de l'incision passe donc par la reconstitution d'une surface enveloppe ante-incision, à laquelle est soustraite la topographie actuelle. Il existe un grand nombre de techniques de détermination de surfaces enveloppes de divers ordres, qui ne coïncident pas nécessairement avec une surface d'aplanissement synchrone. Le raisonnement pour la reconstruction de la surface repose sur l'idée qu'il a existé une transition à la fin du Pléistocène inférieur entre un style d'érosion à vallées largement ouvertes et vastes glacis et un style à cours d'eau chenalisés et incisant leur lit.

L'analyse porte sur le modèle numérique de terrain (MNT) de la France discrétisé au pas de 90 m. Sur la base de ce maillage, la médiane et le quantile 90 (Q90) de l'altitude sont définis en chaque maille puis interpolés. Les deux cartes obtenues sont combinées afin d'en extraire une surface intermédiaire à topographie lissée. Elle s'appuie sur les points hauts de la topographie, tout en écrêtant les pics topographiques dans les zones à fort relief. Les valeurs d'incision sont calculées comme la différence d'altitude positive entre cette surface et la topographie actuelle. La carte qui en résulte (figure 1.6) est une carte d'érosion minimale.

Elle met en évidence la relation entre l'incision et le relief. Les quantités incisées sont en effet d'autant plus fortes que le relief est accentué, à l'amont des rivières et à proximité des zones alpines, du fait de l'énergie potentielle fournie pour éroder. Les effets lithologiques sont limités, le creusement s'accentuant cependant au franchissement des cuestas de l'est du bassin ou en basse vallée de Seine ou de Somme, dans un substratum crayeux facilement érodable.

Puisque l'enregistrement du signal eustatique, en particulier aux embouchures des rivières, est homogène sur le domaine, les différences d'incision qui apparaissent aux exutoires côtiers impliquent une tectonique différentielle. Ainsi la région picarde montre-t-elle une forte composante en surrection, comparée par exemple à la Charente.

Les valeurs d'incision sont en bon accord avec celles déduites de l'étude de l'altitude des terrasses alluviales, en général inférieures à 10 m par 100 000 ans, qu'il s'agisse des vallées de la Seine ou de la Somme (Lefebvre et al. 1994), du sud de l'Angleterre (Maddy et al. 2000), de la Marne (Lejeune et al. 2002), de la Saulx et de l'Ornain (Harmand et al. 2002) ou encore de la Meurthe et de la Moselle (Cordier et al. 2004).

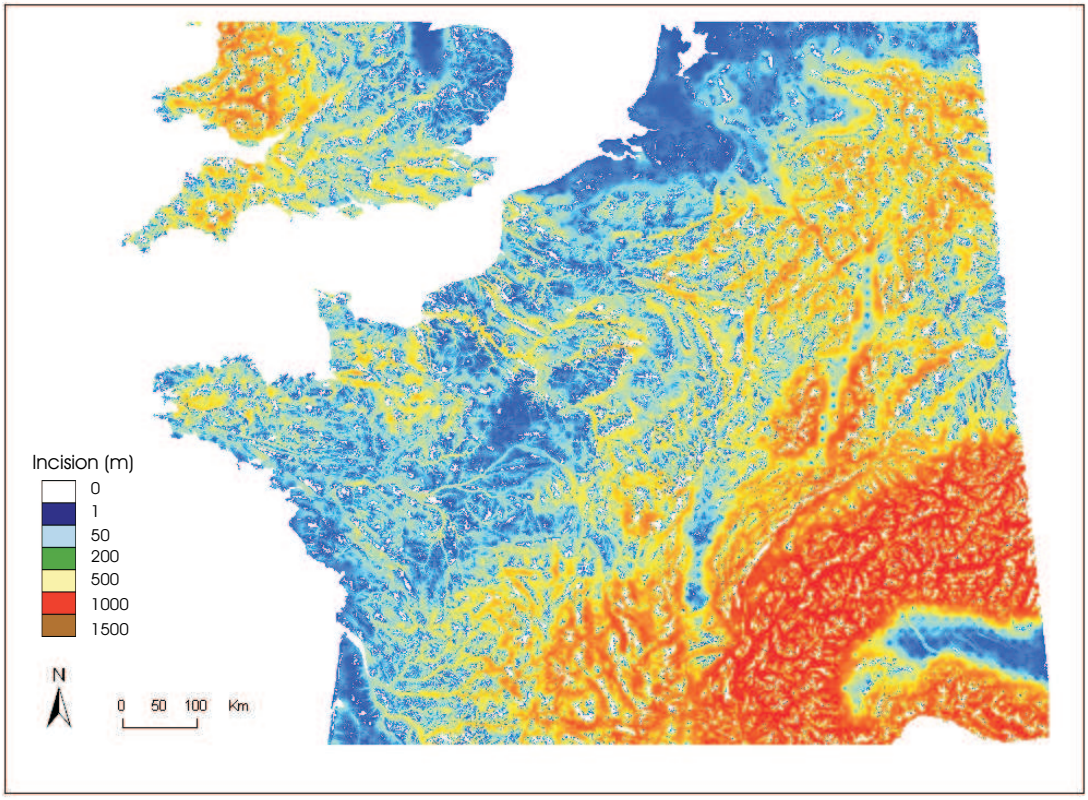


FIG. 1.6 – Carte d'incision des rivières de France depuis 0,9 Ma, en m, établie par traitement du MNT, d'après Guyomard et al. (2005).

Ceci représente un taux d'incision moyen qui ne peut être en aucun cas interprété comme représentatif d'une incision constante. Les cyclicités préservées dans les séries de dépôts fluviatiles, depuis longtemps reconnues, indiquent une alternance de phases d'incision et de sédimentation. Leur description détaillée permet de reconstituer leur évolution temporelle (cf. section 1.3.3).

1.5.2.2 Quantification du déplacement vertical par une mesure de l'incision

Les rivières sont les éléments du relief les plus sensibles aux mouvements verticaux de la lithosphère. Leur fonctionnement est la réponse directe à l'évolution du niveau de base, défini comme la limite fictive en dessous de laquelle une rivière perd sa capacité érosive. Ce niveau fluctue en fonction de la subsidence, du soulèvement tectonique et/ou des variations eustatiques. Le cours d'eau érode son encaissant afin d'ajuster en permanence son profil d'équilibre. C'est pourquoi le relief créé par l'incision fluviatile reflète en partie les mouvements verticaux continentaux et peut être un outil de mesure de la surrection régionale. L'intérêt de l'approche proposée ici repose sur sa capacité à découpler les effets de la tectonique de ceux dus aux variations eustatiques et à quantifier ainsi le soulèvement différentiel entre bassins versants.

Théorie

La méthode se fonde sur l'étude de la relation « pente locale / aire drainée » (Hack 1957), établie en chaque point de bassins versants choisis de façon à couvrir l'ensemble du domaine étudié, pour en déduire les paramètres de base de l'érosion et de la tectonique.

L'évolution du profil longitudinal des rivières traduit la compétition entre les taux d'érosion et de surrection qui déterminent la géométrie 3D d'un réseau hydrographique et peut s'écrire ainsi (Howard 1994) :

$$\frac{dz}{dt} = U(x,t) - I(x,t)$$

où $\frac{dz}{dt}$ est la vitesse de variation d'élévation du profil, U la vitesse de soulèvement relatif par rapport à un niveau de base fixe et I le taux d'incision. Il existe plusieurs types de modèles pour prédire l'évolution des rivières. En choisissant un modèle d'érosion limité par l'incision ou le détachement (Howard 1994), qui suppose que l'évolution des rivières est gouvernée par leur taux d'incision local, ce dernier peut lui-même être décrit par la relation :

$$I = KA^m S^n$$

où K est l'érodabilité, i.e. une mesure de la résistance à l'érosion, A l'aire drainée amont, S la pente locale, m et n deux constantes positives fonction de l'hydrologie du bassin, de sa géométrie et des processus d'érosion. Ainsi :

$$\frac{dz}{dt} = U(x,t) - KA^m S^n$$

L'action antagoniste des processus d'érosion et de surrection conduit les systèmes géomorphologiques vers un état d'équilibre dynamique. Lorsque cet équilibre est atteint :

$$\frac{dz}{dt} = 0$$

ce qui signifie que la quantité de relief créée par surrection est exactement compensée par la quantité érodée. Sous cette condition et pour des valeurs uniformes de U et K, et des constantes m et n données, la pente du profil en chaque point d'un bassin versant décroît alors suivant une loi de puissance fonction de l'aire drainée amont :

$$S = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} A^{-\frac{m}{n}}$$

Cette équation est similaire en forme à la relation empirique décrite par Hack dès 1957 et communément observée en milieu naturel dans des situations géologiques nombreuses et variées :

$$S = k_s A^{-\Theta}$$

avec k_s, le coefficient de pente et Θ, la concavité du profil. D'où l'équivalence entre les paramètres :

$$k_s = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} \qquad \text{et} \qquad \Theta = \frac{m}{n}$$

sous les conditions restrictives d'état stationnaire du profil de rivière et d'uniformité du taux de surrection et du coefficient d'érosion le long de la rivière.

En faisant l'hypothèse d'une topographie à l'équilibre, et pour une influence négligeable du terme lithologique K, les valeurs de k_s reflètent donc le soulèvement relatif d'un bassin

versant donné. L'analyse quantitative des surfaces topographiques, à l'aide des diagrammes « pente / aire drainée », offre ainsi la possibilité de déterminer la distribution spatiale du taux de surrection. La validité de la méthode est cependant conditionnée par les hypothèses qu'il faut poser pour l'appliquer, et suppose en particulier de s'affranchir du rôle des variations de la lithologie et du flux sédimentaire, des distributions non uniformes de précipitations et de conditions transitoires. L'hypothèse d'équilibre dynamique est cruciale. Mise en évidence dans des cas simples d'équilibre entre érosion et surrection (Kirby et Whipple 2001, Lague et Davy 2003), elle reste à démontrer dans un cadre général. Des critères morphologiques ont été proposés, qui mettent en évidence des formes caractéristiques des systèmes en équilibre ou déséquilibre (Lague 2001).

La méthode, vérifiée pour une topographie proche de l'état stationnaire dans des zones à fort signal de surrection comme le plateau du Tibet (Kirby et Whipple 2001, Kirby et al. 2003, Lague et Davy 2003) ou en limite de plaques (Snyder et al. 2000, 2003), où la déformation est de grande amplitude et faible longueur d'onde, est ici étendue aux régions de croûte rigide non épaissie, à signal de surrection faible et déformation de faible amplitude et grande longueur d'onde.

Mise en œuvre de la méthode

Plus de 740 bassins ont été examinés, pour lesquels les valeurs de pente et d'aire drainée ont été extraites du MNT. Une relation « pente / aire drainée » moyenne est établie à l'aide de la méthode décrite par Lague (2001), qui consiste à moyenner la pente sur des intervalles logarithmiques constants d'aire drainée, de façon à s'affranchir de la forte dispersion des valeurs et de leur répartition inégale dans le diagramme. Les points obtenus s'alignent selon deux domaines typiques, la zone de versant en amont et la zone alluviale en aval (figure 1.7). Les valeurs de k_s et Θ sont obtenues par régression sur chaque bassin versant en zone alluviale (Snyder et al. 2000, 2003, Kirby et Whipple 2001, Kirby et al. 2003). Les k_s sont normalisés pour une valeur de Θ arbitrairement fixée à 0,4 de façon à faciliter la comparaison directe entre bassins versants (Kirby et Whipple 2001). Les nouvelles valeurs, dites k_sn, sont alors cartographiées (figure 1.8) afin de dégager des schémas particuliers d'organisation et de déterminer si la répartition spatiale de ces valeurs coïncide avec la carte d'incision.

Résultats et discussion

Les valeurs de k_sn obtenues s'organisent régionalement et ont été regroupées en consé-

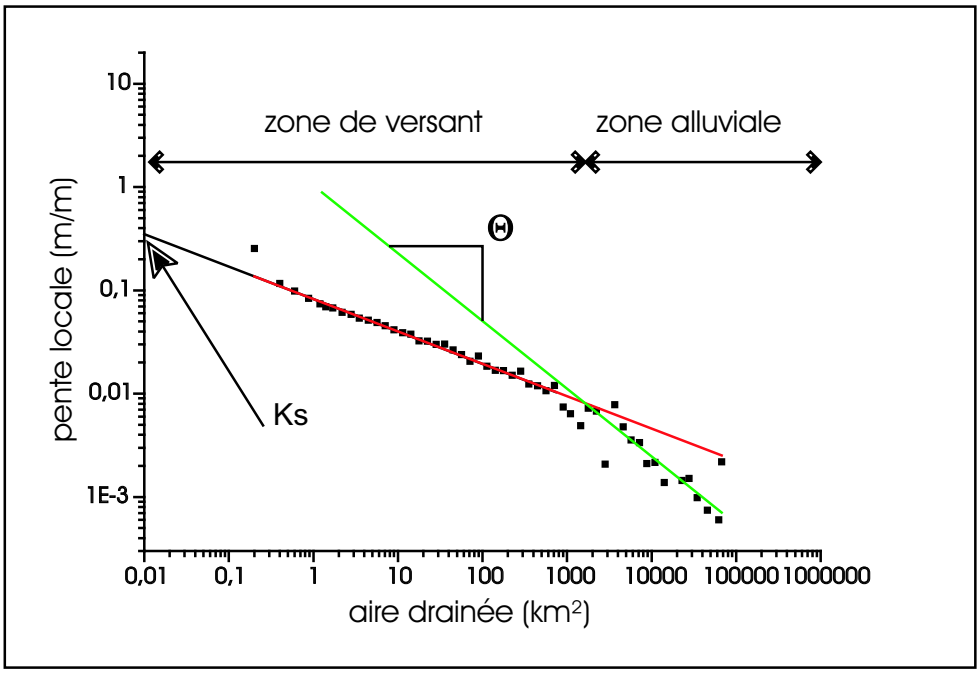


FIG. 1.7 – Relation « pente / aire drainée » établie pour un affluent de l'Allier. D'après Guyomard et al. (2005).

quence (figure 1.10). L'ouest et le sud de la Bretagne, le graben de la Bresse, le sud-est de l'Angleterre, le nord-est de la France sont quatre zones distinctes de faibles $k_s n$. Le nord de la Bretagne, une partie de la Normandie et le Pays de Caux présentent une gamme de valeurs homogènes et intermédiaires. Enfin les fortes valeurs se concentrent dans les Ardennes, à l'est du bassin, sur les Vosges, le Jura et le Massif central.

Pour estimer le rôle potentiel de la résistance du substrat due à la lithologie, la distribution spatiale des $k_s n$ a été comparée à une cartographie des variations lithologiques. Un extrait est présenté en figure 1.9. Il apparaît que l'organisation géographique des $k_s n$ est indépendante de celle de la lithologie, qui ne peut dès lors être considérée comme le principal facteur contrôlant l'incision. La distribution systématique des $k_s n$ est ainsi directement représentative de différences de soulèvement relatif. Une estimation du soulèvement relatif est alors fournie par la quantité moyenne d'incision fluviale différentielle pour chaque zone (figure 1.10).

Les valeurs estimées de surrection sont cohérentes avec les données de la littérature acquises selon des techniques très diverses, de l'ordre de 50 à 200 m (Preece et al. 1990,

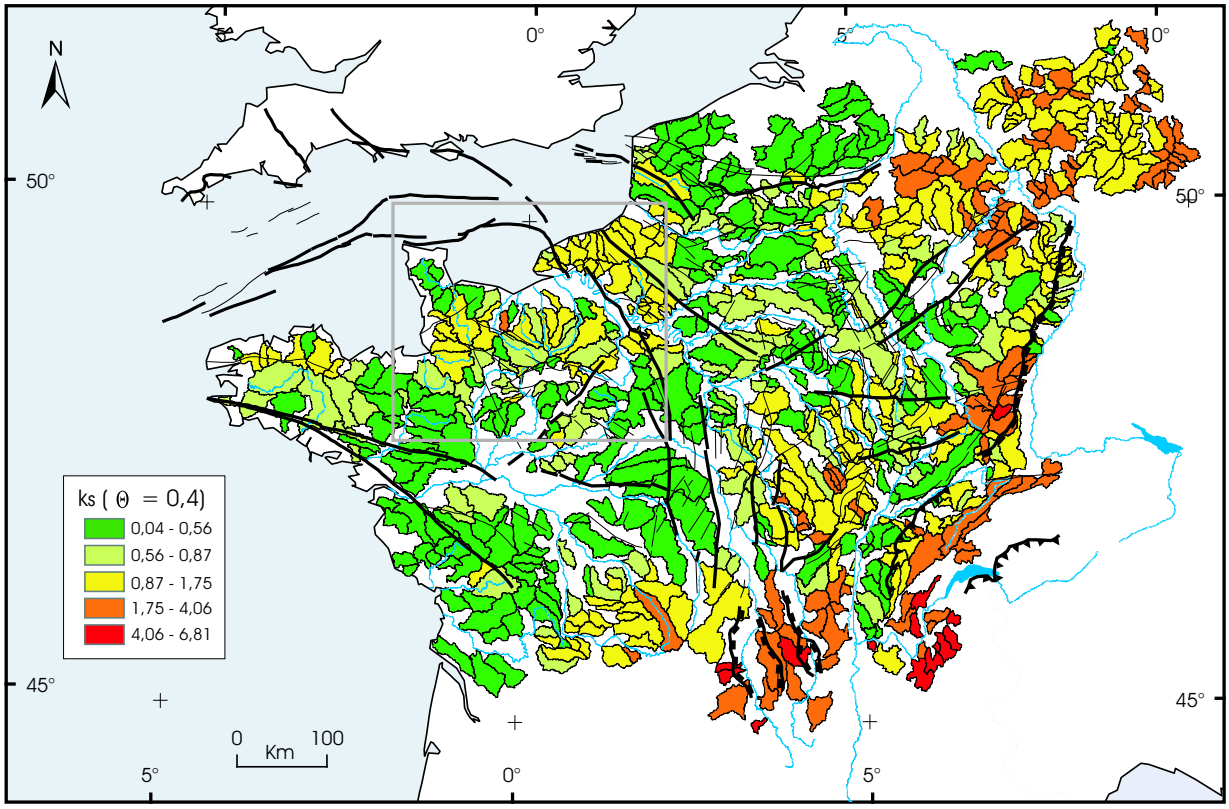


FIG. 1.8 – Carte des valeurs de k_s normalisées, par bassin versant (Guyomard et al. 2005).

Demoulin 1998, Lagarde et al. 2000, Antoine et al. 2000b, Gargani 2004, cf. section 1.3.3), à la différence près que les valeurs sont ici moyennées sur la surface du bassin versant, ce qui tend à homogénéiser l'ensemble. Elles ne peuvent par ailleurs pas être directement comparées aux valeurs fournies par l'étude des terrasses étagées, puisque celles-ci enregistrent à la fois les signaux tectonique et eustatique.

Le détail de la méthode et de ses conditions d'application, de même que l'interprétation des résultats en terme de déformation dans le bassin de Paris, seront développés de façon plus approfondie et argumentée dans l'article de Guyomard et al. (2005) et le lecteur pourra s'y référer pour de plus amples informations.

Notons que cette méthode ne distingue pas les effets du rebond glacio-isostasique qui se développe en avant des inlandsis lors des périodes glaciaires. Il a dû affecter le nord du bassin et est susceptible de fournir un soulèvement additionnel (Boulton 1990) mais son importance au regard de la tectonique est difficile à évaluer et ne semble pas significative (Lericolais 1997).

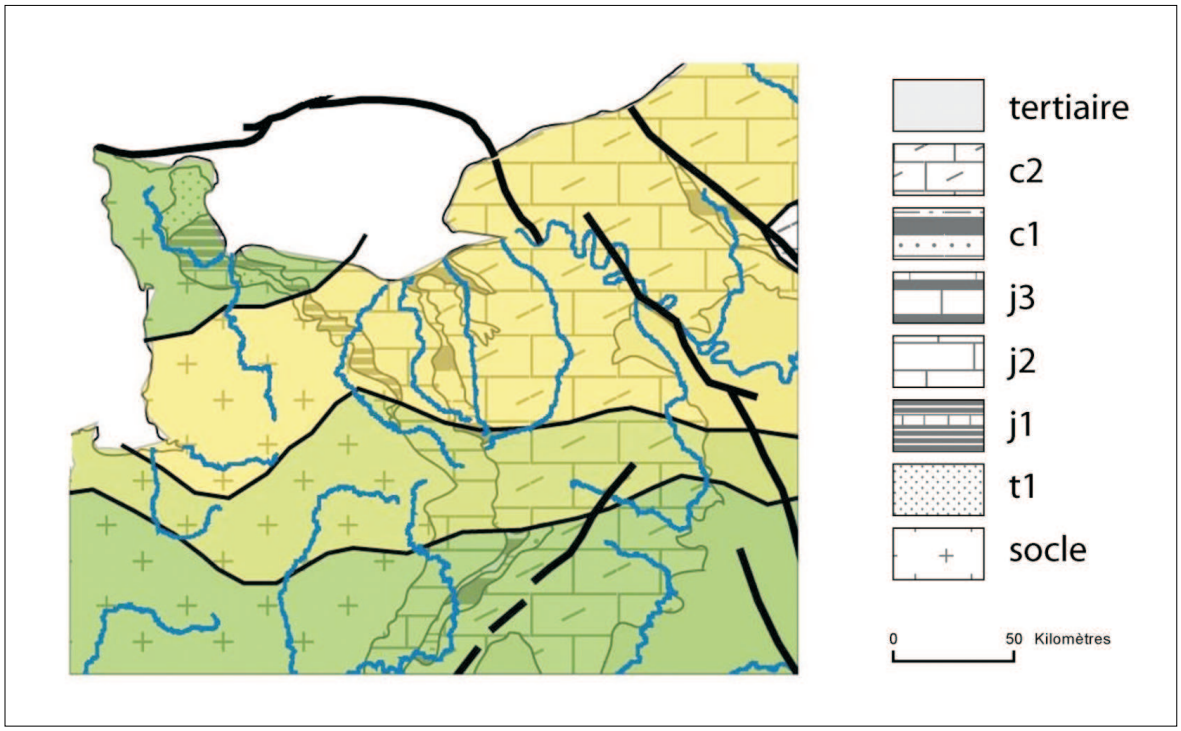


FIG. 1.9 – Comparaison de la distribution spatiale des $k_s n$ (extraite de la carte générale des $k_s n$, encart géographique situé en figure 1.8) aux variations lithologiques d'après la carte géologique. D'après Guyomard et al. (2005).

D'autre part, cette méthode n'a pour l'instant pas été appliquée aux bathymétries de la Manche. Celle-ci se présente sous la forme d'une vaste plaine d'érosion, entaillée de fosses et de paléovallées dont la plupart se raccordent aux rivières actuelles (Auffret et al. 1980). Si de nombreux indicateurs tectoniques, sismiques et géomorphologiques suggèrent que la Manche a été active tectoniquement au cours du Plio-Quaternaire, les taux de surrection estimés sont moindres qu'en domaine continental (Lagarde et al. 2003). Le découplage est également souligné par la différence de comportement des systèmes fluviatiles de part et d'autre de la ligne de rivage (Antoine et al. 1998, 2003a). L'application ultérieure de cette méthode de quantification à la Manche pourrait contribuer à la compréhension de la néotectonique complexe de la région.

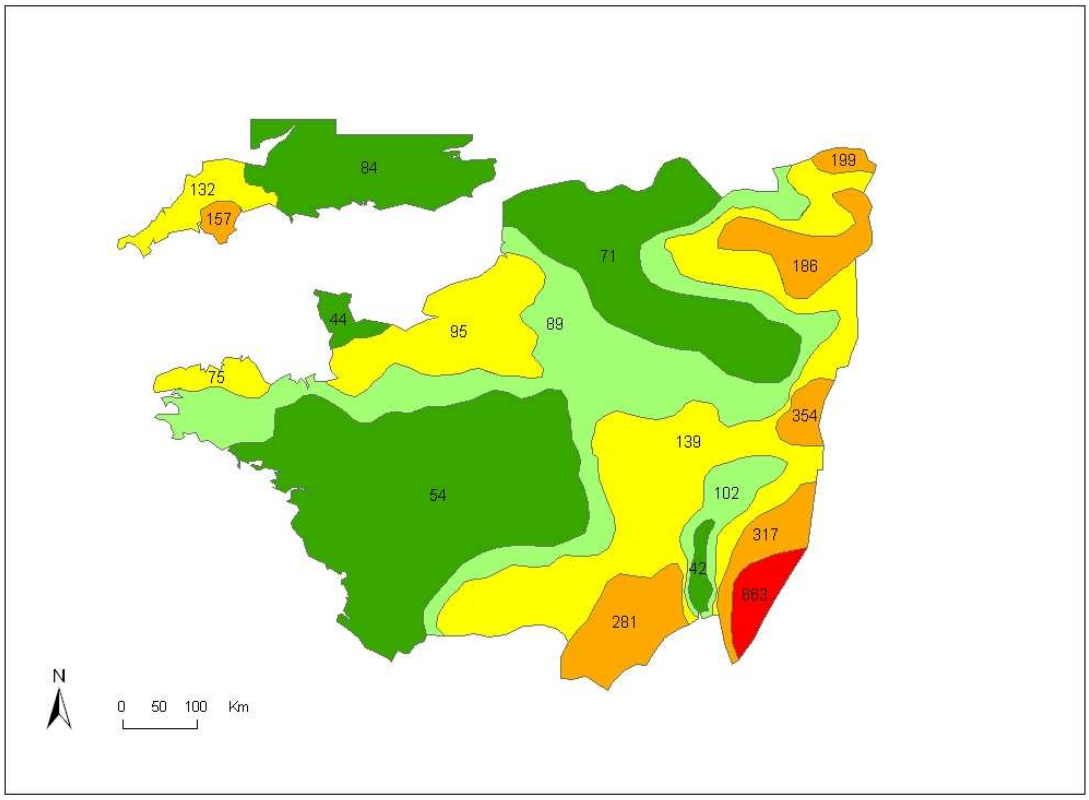


FIG. 1.10 – Organisation régionale des valeurs de $k_s n$. Sont indiquées les valeurs moyennes de l'incision pour chaque zone identifiée. D'après Guyomard et al. (2005).

1.6 Scénario d'évolution géomorphologique

Les méthodes mises en œuvre jusqu'à présent ont permis de quantifier l'incision et le soulèvement relatif depuis environ un million d'années et ce, à l'échelle du bassin. Les quantités déduites peuvent être discrétisées sur le maillage du modèle souterrain (figure 1.11) (cf. section 5.1). L'incision et la surrection sont responsables d'une évolution de la géométrie de la surface topographique au cours du temps et donc des conditions de drainage des aquifères. Elles s'appliquent ainsi aux mailles affleurantes. Le soulèvement est de plus un phénomène qui touche l'ensemble de la structure et se traduit au niveau du modèle par une remontée des piézométries au fil du temps, les cotes des toits et murs n'étant pas définies explicitement au cours du calcul.

Ainsi, connaissant la topographie actuelle, et lui soustrayant la part de soulèvement tout en comblant les vallées par les quantités incisées, est-il possible de reconstruire la paléotopographie du bassin de Paris il y a 900 000 ans (figure 1.5).

Son évolution au cours du temps nécessite de connaître la vitesse des processus engagés. L'étagement régulier des terrasses dans certains secteurs tels que les vallées de Seine ou de Somme est l'indice d'une vitesse constante de l'épirogenèse. En revanche, la morphologie en paliers d'érosion séparés par des talus indique que le rythme de creusement est saccadé. Ainsi, si la surrection semble être relativement continue dans le temps, les phases d'incision sont-elles de courte durée et répétées dans le temps (cf. section 1.3.3).

En l'absence de données précises relatives à des variations de vitesse du soulèvement, l'hypothèse a donc été faite d'un taux de surrection constant sur la période. D'autre part, il n'a été possible jusqu'à présent de quantifier le déplacement vertical que sur le dernier million d'années, lorsque l'incision le révèle. La reconstruction du premier tronçon de l'historique de la surrection, soit la période située entre 5 et 0,9 Ma, s'est appuyée sur la proposition de paléotopographie à 5 Ma établie par Guillocheau (figure 1.4). Des taux de surrection constants ont été déduits des différences d'altitude entre cette paléotopographie et celle reconstruite à 0,9 Ma.

L'historique de l'incision est plus difficile à établir, du fait notamment du manque de datations adéquates pour les périodes les plus anciennes, notamment au Pléistocène ancien, afin de caler chronologiquement les étapes de creusement du réseau hydrographique. Ces dernières années, de nombreux efforts ont cependant contribué à apporter une vision

bien contrainte de l'évolution morphosédimentaire à l'échelle du bassin, et sont aujourd'hui encore en cours (cf. section 1.3.3). Le dernier cycle climatique est en particulier bien caractérisé. Ainsi la datation des dépôts interglaciaires des terrasses éémiennes, de même que celle des formations post-incision, notamment dans les vallées de la Somme (Antoine 1994, Antoine et al. 2000b) ou de la Meurthe (Cordier 2004), permet-elle d'encadrer cet épisode d'incision majeure et de le situer dans une fenêtre comprise entre 120 et 75 ka, soit au Début Glaciaire (stades isotopiques OIS 5a-d). En Europe centrale et du Nord, les auteurs (Mol et al. 2000, et références citées) ont clairement identifié et daté cette même phase d'incision, en particulier du fait du manque de dépôts éémiens et du Début Glaciaire. Ils la positionnent légèrement plus tard, à la fin du Début Glaciaire, lors de la transition climatique vers un Pléniglaciaire plus froid, mais la fenêtre temporelle est sensiblement identique. D'autres phases d'incision, plus limitées, ont été identifiées à la limite Pléniglaciaire moyen/terminal ou Pléniglaciaire terminal/Tardiglaciaire. Les enregistrements morphosédimentaires tardiglaciaires et holocènes des fonds de vallée du bassin de Paris (Pastre et al. 2003, Antoine et al. 2003b), étroitement liés aux variations climatiques, reproduisent à plus haute résolution le schéma général proposé par Vandenberghe et Pissart (1993). Ils indiquent des épisodes d'incision aux transitions Pléniglaciaire supérieur/Bølling et Dryas Récent/Préboréal. Il ne s'agit cependant que d'événements très brutaux, n'excédant pas le millénaire voire le siècle, qui n'incisent pas le susbstratum.

Dans le cadre du scénario d'évolution géomorphologique, il a donc été choisi de situer la phase d'incision au début de chaque cycle glaciaire des derniers 900 ka, sur une durée fixée à 20 000 ans. La forte reproductibilité de faciès d'un cycle à l'autre justifie l'extrapolation des résultats du dernier cycle glaciaire à l'ensemble des précédents et répond à un souci de simplification et de lisibilité du scénario.

Un récapitulatif de ce scénario est illustré par la figure 1.11, qui présente les cartes de surrection et d'incision moyennes depuis 0,9 Ma sur l'ensemble du domaine modélisé.

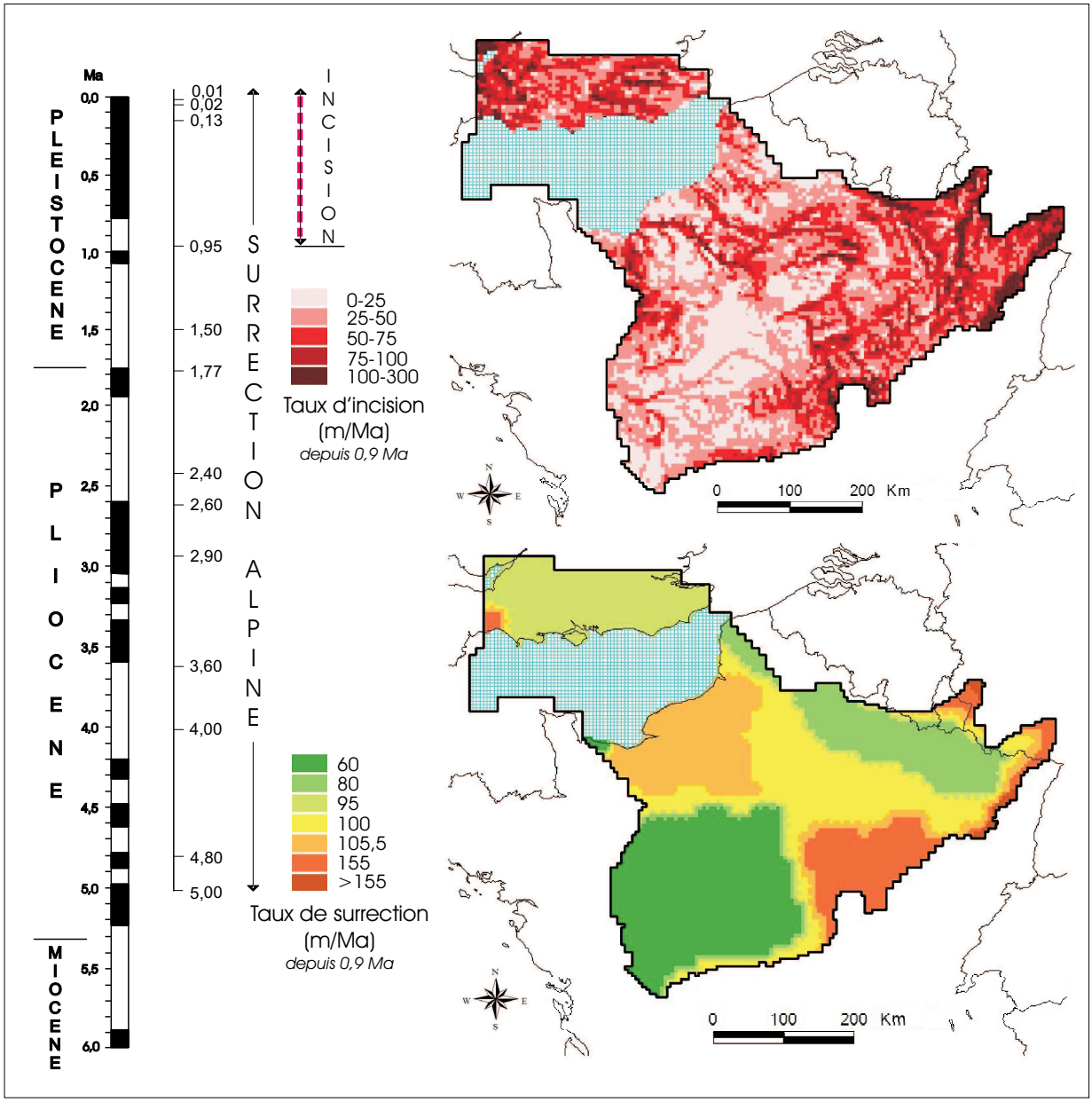


FIG. 1.11 – Scénario d'évolution géomorphologique reconstruit sur les cinq derniers millions d'années. Sont illustrés les taux d'incision et de surrection reconstruits pour les derniers 900 ka et discrétisés sur le maillage du modèle hydrogéologique.

Deuxième partie

Paléoclimat des 5 derniers millions d'années : caractérisation, modélisation et scénario d'évolution

Chapitre 2

Evolution climatique des 5 derniers millions d'années et impacts hydrogéologiques

Au cours des derniers millions d'années, le bassin de Paris a été principalement soumis à la conjugaison de processus géodynamiques et de variations climatiques, qui ont gouverné son évolution et modifié les conditions aux limites du système aquifère. La caractérisation et la quantification des phénomènes géomorphologiques ont fait l'objet de la première partie de ce mémoire. Ceux-ci ont pu d'ailleurs être reliés au moteur climatique. Il convient désormais de se pencher sur l'ensemble des implications de l'évolution climatique récente sur les écoulements souterrains. Elle s'inscrit dans une tendance générale de refroidissement global, amorcé au Tertiaire, qui conduit aux âges glaciaires du Quaternaire. Dans un premier temps, un rappel des connaissances à ce sujet, visant à en souligner les traits principaux (section 2.1), pose les bases de la réflexion quant aux potentielles conséquences hydrogéologiques (section 2.2), en particulier dans le contexte du Bassin parisien. Leur identification conduit à définir les lignes directrices d'un scénario d'évolution climatique pertinent, à intégrer dans la modélisation hydrogéologique. Une méthodologie de reconstruction, sur laquelle ce travail s'appuie, est alors choisie (section 2.3), contrainte par la disponibilité des paléodonnées et fonction de nos objectifs, et dont les développements ultérieurs feront l'objet des chapitres suivants (3 et 4).

2.1 Un aperçu du climat du Plio-Quaternaire

Les climats du Quaternaire sont l'aboutissement d'une évolution générale de long terme, depuis les périodes chaudes de l'Eocène vers un système bipolaire à calottes glaciaires. Les variations climatiques s'amorcent au Pliocène, pour s'amplifier au Quaternaire, marquées par une alternance cyclique de périodes glaciaires, correspondant à la croissance des glaciers continentaux, en particulier ceux de l'hémisphère Nord, et de périodes interglaciaires, telles que l'actuel.

Les changements climatiques glaciaires/interglaciaires sont documentés par des enregistrements complémentaires (Tzedakis et al. 1997), principalement dérivés des sédiments marins profonds, des carottes glaciaires ou encore des dépôts continentaux et des assemblages de faune ou de flore. Parmi ceux-ci, les rapports isotopiques de l'oxygène (δ^{18}O), extraits des coquilles de foraminifères benthiques des sédiments marins profonds, sont utilisés comme indicateurs des paléoclimats depuis les travaux pionniers d'Emiliani (1955). Ils constituent de parfaits standards de comparaison. Fonction de la température et du δ^{18}O de l'eau de mer, ce type d'enregistrement est un excellent indicateur des fluctuations du volume global de glace continentale, presque indépendant de sa localisation géographique. Afin de minimiser les effets de la variabilité de la température de l'eau et de la salinité sur le signal, l'étude d'échantillons d'environnements marins profonds plus uniformes est favorisée (Shackleton et Opdyke 1973).

Les séries temporelles continues du δ^{18}O sur les cinq derniers millions d'années sont rares (Tiedemann et al. 1994, Mix et al. 1995). Shackleton et al. (1995) a proposé un signal δ^{18}O de référence sur les six derniers millions d'années, séquence benthique composite construite à partir de trois sites différents en série. Une proposition très récente de compilation d'enregistrements benthiques du δ^{18}O effectuée sur 57 sites globalement distribués couvre désormais Pliocène et Pléistocène (Lisiecki et Raymo 2005). Ce type de compilation, construite sur des moyennes d'enregistrements isotopiques issus de multiples sites, améliore le signal climatique en réduisant la part du bruit et fournit une base utile de comparaison. La plus connue et largement utilisée est la courbe SPECMAP (Imbrie et al. 1984) mais qui ne remonte que $\sim$750 000 années avant l'actuel.

En l'absence d'une telle courbe de référence au commencement de nos travaux, nous avons travaillé sur la base de l'enregistrement calibré du δ^{18}O benthique issu du site ODP (Ocean Drilling Program) 659 (Tiedemann et al. 1994), situé en Atlantique au large de

l'Afrique de l'Ouest, sur le plateau du Cap Vert. Cet indicateur haute résolution (∼4 ka) de la variabilité climatique couvre de façon continue les cinq derniers millions d'années (figure 2.1). Y sont inscrits les traits majeurs de l'évolution climatique récente.

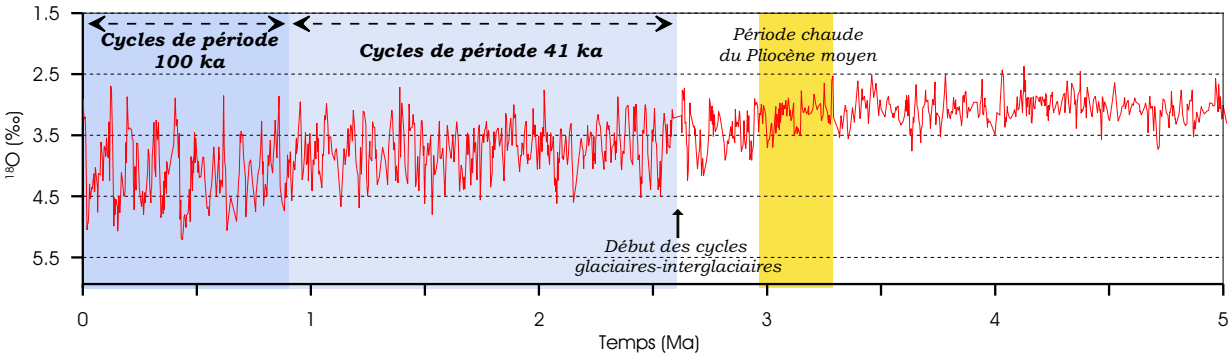


FIG. 2.1 – Fluctuations du rapport isotopique de l'oxygène benthique (δ^{18}O), site ODP 659 (Tiedemann et al. 1994), au cours des cinq derniers millions d'années. Les périodes d'intérêt majeur ont été surlignées de couleur : le pic de température du Pliocène moyen autour de 3 Ma en orange et les cycles glaciaires-interglaciaires en bleu puis bleu foncé lorsque la température décroît significativement.

Le Pliocène (5,32–1,77 Ma) est la dernière période où le climat fut significativement plus chaud que l'actuel. C'est au cours de cette époque charnière que débutèrent les premiers cycles glaciaires/interglaciaires de l'hémisphère Nord il y a environ 2,6-2,4 Ma (Shackleton et al. 1984, 1990, Hölemann et Henrich 1994), avec la première avancée des calottes glaciaires. Il s'agit d'une des transitions climatiques majeures du climat cénozoïque. L'analyse spectrale du signal en δ^{18}O indique une prédominance claire d'une période de 41 000 ans (Tiedemann et al. 1994).

Un second changement d'importance se produit il y a environ 900 000 ans, à la transition mi-pléistocène (Mid-Pleistocene Transition, MPT), avec le passage à des cycles de glaciations plus extrêmes, dont la période est de 100 ka (Broecker et van Donk 1970). Dans le détail, la durée des âges glaciaires est variable et a augmenté, d'environ 80 à 120 ka, au cours du Pléistocène moyen à terminal, sur les 500 000 dernières années (Winograd et al. 1992, Raymo 1997, Petit et al. 1999). Les cycles sont dyssymétriques, avec des phases fluctuantes de croissance glaciaire durant typiquement 90 000 ans, significativement plus longues que les déglaciations, qui sont de l'ordre de 10 000 ans (Broecker et van Donk 1970). De plus, les stades glaciaires présentent une plus forte instabilité que le climat intergla-

ciaire, se traduisant par des oscillations basse fréquence abruptes, à l'échelle du millénaire. Les deux principaux modes de cette variabilité climatique haute résolution au cours des glaciations sont les événements de Dansgaard-Oeschger, épisodes tempérés se reproduisant en moyenne tous les 1 500 ans, et les événements froids de Heinrich, beaucoup plus imposants, qui correspondent à la décharge d'icebergs dans l'océan Atlantique Nord, et sont comparativement moins fréquents (de 7 000 à 8 000 ans) (Bond et al. 1993).

Cycles climatiques et paramètres orbitaux

Les périodes de la cyclicité climatique basse fréquence correspondent à celles des principaux paramètres orbitaux de la Terre, précession (23 ka), obliquité (41 ka) et excentricité (100 ka). Milankovitch (1941) fut l'un des premiers à étudier en détail le lien entre les âges glaciaires et les faibles variations de l'insolation solaire incidente, dues à une géométrie variable de l'orbite de la Terre autour du Soleil, dont les principaux composants sont (figure 2.2) :

- l'excentricité, qui décrit le degré d'aplatissement et le déplacement dans l'espace de l'ellipse de la Terre et fluctue selon des périodes dominantes de 413 et 100 ka.
- l'obliquité, angle que forme l'axe de rotation de la Terre avec la normale au plan de l'écliptique, qui évolue au cours du temps avec une période principale d'environ 41 ka. De fortes obliquités augmentent la quantité d'énergie solaire reçue aux hautes latitudes en été.
- la précession, soit la rotation de l'axe des pôles autour de la perpendiculaire au plan de l'écliptique, qui varie selon une périodicité de 19 et 23 ka. Son amplitude est principalement modulée par l'excentricité. La précession contrôle en retour la distribution saisonnière de l'insolation reçue, via une durée variable des saisons.

La variation de ces paramètres résulte de l'interaction des planètes du système solaire. Des calculs des paramètres de l'orbite terrestre, initiés par Berger (1978), permettent de reconstruire dans le passé la configuration orbitale et donc de calculer l'insolation reçue par la Terre au sommet de l'atmosphère. Au-delà de quelques dizaines de millions d'années, il n'est plus possible de calculer précisément la position relative des planètes, parce que le mouvement du système solaire est chaotique (Laskar 1994).

La théorie astronomique des climats, ou théorie de Milankovitch, a été communément acceptée dans les années 70, lorsque Hayes et al. (1976) ont démontré que les fréquences temporelles du forçage orbital dominaient le signal isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ issu des en-

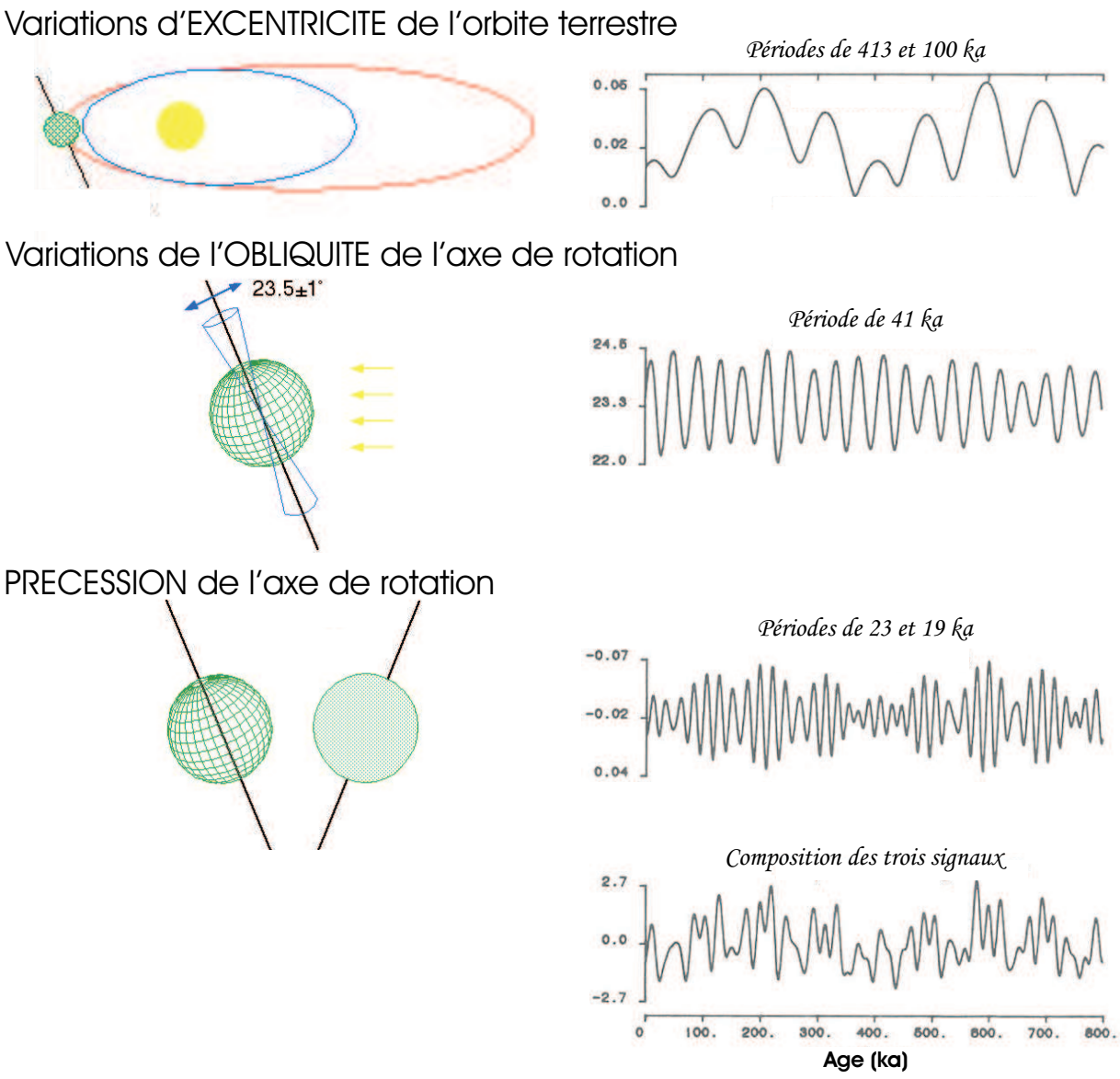


FIG. 2.2 – Paramètres orbitaux de Milankovitch (Milankovitch 1941) : excentricité, inclinaison et précession. D'après Crowley et North (1991).

registrements des carottes marines profondes. Elle est cependant encore aujourd'hui sujette à discussion, quelques questions d'importance restant en suspens, en particulier la dominance d'un cycle de période 100 ka au cours du dernier million d'années pour des variations d'excentricité correspondantes bien trop faibles pour les forcer linéairement, alors que le signal à 413 ka semble absent des spectres du $\delta^{18}O$ bien qu'il s'agisse de la composante principale du forçage d'excentricité (Imbrie et al. 1993). De très nombreuses hypothèses ont été formulées pour expliquer cet apparent « problème des 100 ka », faisant appel à des phénomènes non-linéaires : effet régulateur des calottes glaciaires (Imbrie et al. 1993), forçages astronomiques autres que l'excentricité (Muller et MacDonald 1995), état d'équilibre multiphase du système climatique contrôlé par des seuils (Paillard 1998), impact des gaz à effet de serre (Ruddiman 2003) et des effets glacio-isostasiques (Tarasov et Peltier 1999) ou encore modulation en fréquence d'un signal astronomique modulé en amplitude, par la composante à 413 ka de l'excentricité (Rial 2004).

2.2 Variations climatiques et impacts hydrogéologiques

Les grandes lignes des variations climatiques globales des derniers millions d'années ayant été retracées, il convient désormais d'en isoler les potentielles conséquences en terme d'hydrogéologie et ce, en se focalisant sur la situation particulière du bassin de Paris.

2.2.1 Enregistrement paléoclimatique souterrain de conditions de recharge évolutives

Le rôle crucial du facteur climatique sur l'évolution géomorphologique du bassin a déjà été évoqué (section 1.3.3). Des conséquences plus immédiates peuvent être envisagées. Ainsi les fluctuations climatiques se traduisent-elles directement par une variabilité temporelle des températures, des précipitations et des conditions d'évaporation, une aridité croissante accompagnant la tendance générale au refroidissement observée. Le bilan hydrologique étant notamment fonction du climat, les conditions de recharge ont dû fortement évoluer au cours du temps, notamment au Pléistocène, où une altération significative de la recharge est attendue lors des épisodes de glaciation, soit pendant près de 90% de la durée d'un cycle climatique. Les événements de recharge des aquifères sont donc susceptibles de présenter une cyclicité en lien avec celle des principaux cycles glaciaires-interglaciaires.

Les eaux souterraines anciennes constituent elles-mêmes une archive des événements passés et renseignent sur l'historique des époques de recharge. De nombreux indicateurs sont utilisés pour reconnaître et interpréter les eaux anciennes : gaz rares, signature isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène, concentrations en chlorure ou gradients chimiques en sont des exemples. Depuis quelques années, des données géochimiques sur ces traceurs naturels des eaux souterraines sont en cours d'acquisition.

Dans le bassin de Paris, l'étude des teneurs relatives en ^{18}O et en deutérium en fonction des temps de séjour moyen de l'eau souterraine depuis son infiltration, mesurés d'après l'activité en ^{14}C, fait apparaître une variation significative de ces teneurs isotopiques le long d'une ligne d'écoulement de l'aquifère de l'Albien (Raoult 1999). Attribuée aux variations des conditions paléoclimatiques globales de la recharge, elle en reproduit les fluctuations connues pour cet intervalle de temps, soulignant une recharge en continu depuis 30 000 ans (figure 2.3).

Les abondances des gaz rares (Ar, Kr, Xe) apportent confirmation de ce résulat et fournissent de surcroît des paléotempératures moyennes d'infiltration, la quantité de gaz dissous lors de l'équilibre entre l'eau et l'atmosphère étant fonction de la température moyenne annuelle au niveau du sol dans la zone de recharge. La courbe obtenue par Dewonck (2000) à partir de mesures dans les aquifères du Trias, du Dogger et du Portlandien du Bassin parisien est corrélée aux variations paléoclimatiques des 35 000 dernières années, et perçoit notamment le dernier extremum glaciaire, il y a environ 21 000 ans (figure 2.3). Elle est d'autre part comparable à celle établie pour l'aquifère des Sables verts de l'Albien (Pik et al. 1998, Raoult 1999) ou le Bassin hongrois (Stute et Sonntag 1989). Ce type de données suggère que les eaux souterraines se sont rechargées antérieurement lors de climats plus froids dont elles conservent la trace et enregistrent grâce à leurs marqueurs les transitions entre phase glaciaire et interglaciaire.

Des discontinuités de la recharge ont cependant pu être repérées dans des systèmes aquifères européens, en Belgique, au Royaume-Uni (Edmunds 2001) ou en Suisse (Beyerle et al. 1998), par identification d'une absence d'eaux datées du Dernier Maximum Glaciaire (DMG, 21 ka) le long d'une ligne d'écoulement, en relation avec le développement d'une couverture de glace ou d'un pergélisol dans les domaines périglaciaires.

Si un contrôle climatique de la recharge est ainsi mis en évidence, aucune quantification des variations en conséquence sur les écoulements souterrains n'est disponible à ce jour sur de telles échelles de temps et nous tâcherons d'apporter à ce sujet des éléments nouveaux.

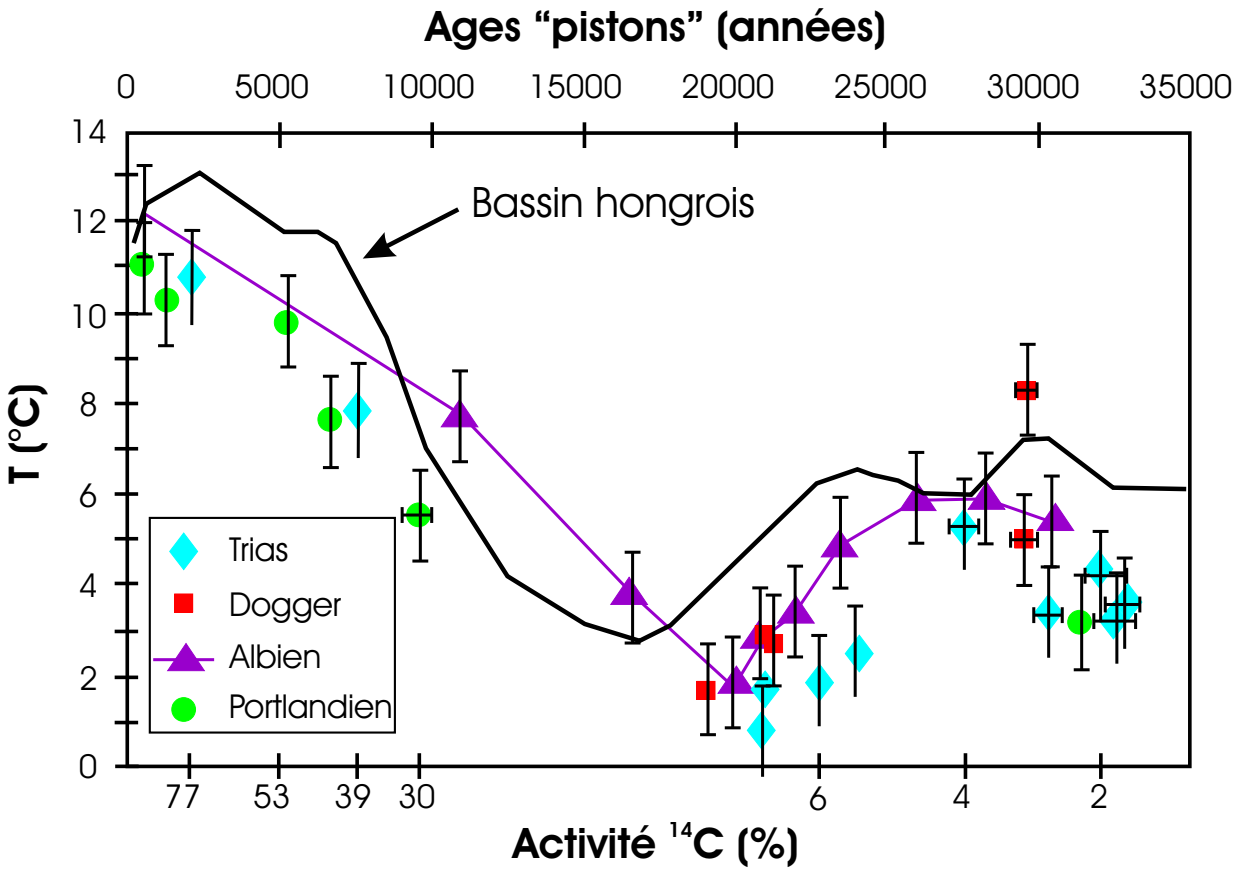


FIG. 2.3 – Courbe paléoclimatique reconstruite à partir des paléotempératures de recharge des eaux (T, en ^{o}C) issues de l'abondance des gaz rares dans le Bassin parisien. La courbe est comparée avec celles établies pour l'aquifère de l'Albien (Pik et al. 1998, Raoult 1999) et le Bassin hongrois (Stute et Sonntag 1989). Source : Dewonck (2000).

2.2.2 Variations du niveau marin

Outre une modulation de l'infiltration, l'un des effets les plus prononcés de la succession des stades glaciaires et interglaciaires sur les eaux souterraines est relatif aux variations du niveau de la mer qui en résultent. Les hausses et baisses répétées de ce niveau entraînent des variations continues de la position des lignes de rivage, d'où une modification des gradients hydrauliques et de la structure des écoulements souterrains.

2.2.2.1 Reconstruction des variations relatives du niveau marin

Les fluctuations du niveau marin sont principalement la somme de variations eustatiques, dues au stockage/déstockage d'importantes quantités d'eau dans la cryosphère et à la dilatation thermique, de variations glacio- et hydro-isostasiques, reliées à l'ajustement de la surface de la Terre à la surcharge des calottes glaciaires et à la redistribution des masses d'eaux entre surfaces continentales et océaniques, et de variations liées à l'attraction gravitationnelle des océans par les larges calottes de glace ou encore à des mouvements tectoniques verticaux autres qu'isostasiques. Les enregistrements du niveau marin diffèrent ainsi considérablement suivant leur localisation géographique. Fortement influencés par la déformation visco-élastique du continent à proximité des calottes, ils deviennent plus représentatifs de l'apport additionnel d'eau dans les bassins océaniques à mesure qu'ils s'éloignent de celles-ci.

L'analyse des séquences de dépôts permet d'élaborer des courbes d'évolution du niveau marin au cours des temps géologiques. Des chartes de variations globales, reconstruites par Haq et al. (1987) et Greenlee et Moore (1988) en retracent la chronologie (figure 2.4).

Les climats plus chauds du Pliocène, précédant la croissance des calottes glaciaires de l'hémisphère Nord, sont généralement caractérisés par des transgressions marines (Haq et al. 1987, Dowsett et Cronin 1990), d'origine probablement glacio-eustatique. L'amplitude absolue de la remontée du niveau marin est cependant débattue et discutée notamment en terme de dynamique de la calotte Antarctique (Webb et Harwood 1991, Kennett et Hodell 1993, Bart 2001). Haq et al. (1987) ont estimé une position relative du niveau marin jusqu'à 60 m au-dessus du niveau actuel, l'ampleur de cette remontée étant contestée par d'autres auteurs (Greenlee et Moore 1988), qui évaluent une remontée maximum de $\sim$25 m (Kennett et Hodell 1993). Malgré l'évidence d'une réduction générale des volumes glaciaires, les larges amplitudes des pics de bas niveaux marins (Haq et al. 1987) et les enrichissements en ^{18}O

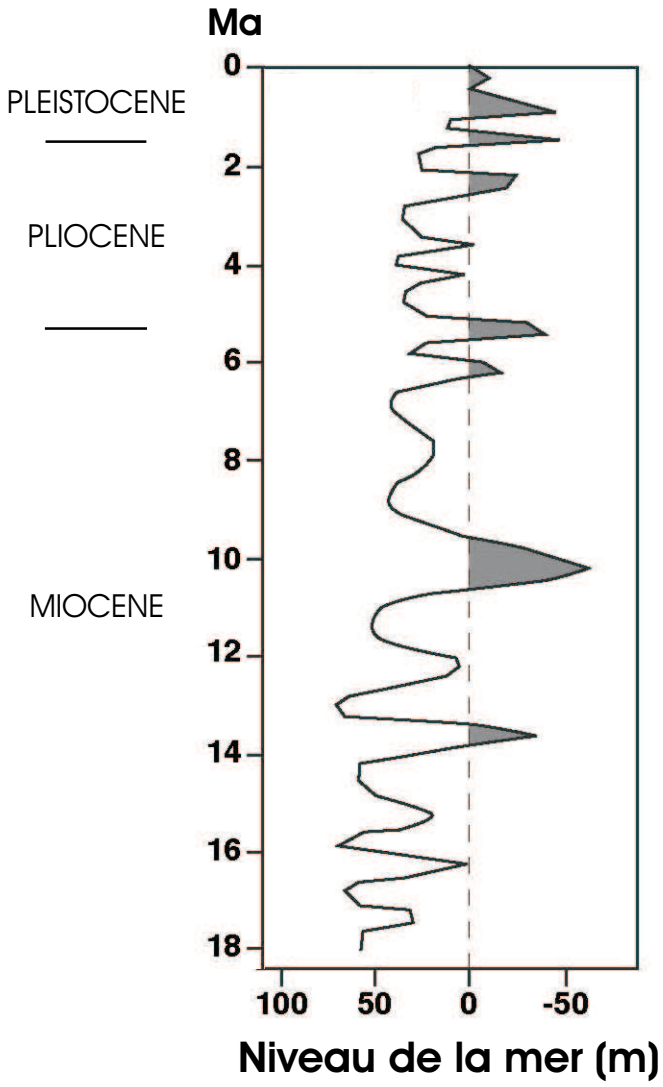


FIG. 2.4 – Courbes eustatiques globales du Miocène à l'actuel, selon Greenlee et Moore (1988). Les variations du niveau de la mer sont exprimées par rapport au niveau zéro actuel.

(Shackleton et al. 1995) au Pliocène inférieur suggèrent des phases d'extension de la calotte Antarctique (Bart 2001).

Les enregistrements continus des variations du niveau marin lors des cycles quaternaires se limitent généralement à la période succédant au Dernier Maximum Glaciaire. Des courbes détaillées ont été reconstruites à partir de l'étude des coraux dans l'île de la Barbade (Fairbanks 1989, Bard et al. 1990a,b), qui suggèrent une dépression du niveau marin d'environ 120 m au DMG, suivie d'une remontée rapide au début de l'Holocène. Récemment cette valeur a été revue à la baisse, entre -130 et -135 m, par les travaux de Yokoyama et al. (2000), fondés sur des analyses d'assemblages faunistiques recueillis sur la marge continentale du Golfe de Bonaparte (Australie). Les enregistrements antérieurs au DMG, témoins de hauts niveaux relatifs, sont plus rares (Muhs et al. 2002).

Les oscillations du niveau marin ont également été déduites des rapports isotopiques de l'oxygène, mesurés dans la calcite des tests de foraminifères benthiques. La conversion directe du signal isotopique en un niveau marin relatif nécessite de s'affranchir de l'influence de la température et des effets hydrologiques locaux. Waelbroeck et al. (2002) ont ainsi reconstruit une courbe fiable du niveau marin relatif étendue aux quatre derniers cycles glaciaires.

2.2.2.2 Bassin de Paris et variations du niveau marin

Dans le Bassin parisien, les variations du niveau marin sont susceptibles d'avoir des effets distincts selon leur durée et intensité et également en fonction de l'évolution paléogéographique du bassin au cours de son histoire récente. Ainsi les hauts niveaux du Pliocène ont-ils dû submerger en partie un bassin dont les topographies sont encore peu prononcées à ces époques (cf. chapitre 1). Au cours des périodes glaciaires du Plio-Pléistocène, le bassin de Paris se situe proche des zones englacées du nord de l'Europe, en bordure méridionale de la calotte Fennoscandienne. A la contribution eustatique se superpose donc une forte composante glacio-hydro-isostasique locale, à l'origine d'une variabilité spatiale non négligeable, estimée à $\pm$ 5 m lors de la remontée Holocène (Lambeck 1997). Lors des extremums froids, tel le Dernier Maximum Glaciaire, le bassin émerge complètement pour une baisse du niveau marin de l'ordre de 120 m, la Manche se retrouvant exondée.

2.2.3 Pergélisol

Au cours des stades glaciaires du Quaternaire, l'inlandsis nord-européen recouvre la Scandinavie et s'étend sur le nord de l'Angleterre, l'Irlande, la mer du Nord, le Danemark et les plaines d'Europe orientale et s'étend au sud jusqu'au nord de l'Allemagne et de la Pologne (Peltier 2004, pour le DMG). Si le bassin de Paris n'est pas recouvert par les calottes de glace, le climat qui y règne est de type périglaciaire, froid et sec. La température moyenne annuelle y est largement inférieure à zéro, avec une couverture végétale très ouverte, de type toundra, évoluant vers le sud en une steppe froide (de Beaulieu et al. 1980, Suc et Zagwijn 1983, Guiot et al. 1989). Ces conditions sont propices au développement d'un sol gelé en profondeur ou pergélisol. Les données de terrain, notamment les grandes fentes de gel, les coins de glace ou les traces de cryoturbation, attestent de son existence passée (Van Vliet-Lanoë 2000). Le pergélisol est susceptible de modifier drastiquement les conditions de surface et subsurface d'un point de vue hydraulique, mécanique et chimique. Son influence sur l'hydrogéologie du système bassin de Paris est donc un attendu majeur de l'action des climats passés.

2.2.3.1 Caractéristiques d'un pergélisol

Le gélisol est un sol soumis au gel. Le pergélisol ou permafrost en désigne la partie profonde ne dégelant pas pendant au moins deux années consécutives. Il est surmonté d'une partie superficielle de sol, dite mollisol ou couche active, affectée par un dégel estival, dont l'épaisseur est de l'ordre du centimètre au mètre.

La glace souterraine se présente sous forme de glace structurante liant les sédiments hôtes ou de corps volumineux de glace plus ou moins pure, tels les noyaux de pingos, les couches massives de glace ou fentes de glace.

La répartition spatiale du pergélisol et son épaisseur dépendent fortement de la température du sol, du flux géothermique en profondeur et des propriétés thermiques des matériaux, fonction de leurs lithologie, porosité et teneur en eau. Les facteurs environnementaux locaux de surface ont leur importance et modulent considérablement les interactions entre l'atmosphère et le pergélisol :

- la couverture nivale saisonnière, isolant efficace,
- la situation topographique définie par le relief, la pente et l'exposition au vent, le pergélisol se développant plus facilement sur les versants nords et les crêtes exposées

au vent qui balaie la couverture nivale,
- la végétation, qui influence à la fois le régime thermique et l'humidité des sols en surface et favorise l'épaississement du couvert neigeux.

Une couverture de pergélisol est dite continue lorsque les discontinuités n'excèdent pas 10 à 20% d'un territoire donné, et discontinu lorsqu'il recouvre entre 50 et 80-90% de la surface. On désigne enfin par pergélisol sporadique les espaces présentant des poches isolées de pergélisol, en général dans des dépressions peu drainées. Les limites entre ces trois types de pergélisol sont fonction de la température du sol mais sont plus couramment reliées à la température moyenne annuelle de l'air, parce que celle-ci est plus fréquemment mesurée ou reconstruite dans le passé. Il n'existe cependant pas de relation directe entre ces deux variables, du fait de l'influence des conditions locales environnementales. A l'actuel, des valeurs de température moyenne annuelle de l'air de -1^oC sont communément proposées pour la limite méridionale du pergélisol discontinu et de -6 à -8^oC pour la frontière entre pergélisol continu et discontinu. Les limites sont en réalité floues et transitoires par nature. Cette distinction ne s'applique pas directement aux pergélisols anciens, le taux et la distribution saisonnière de l'insolation aux latitudes moyennes lors des anciens épisodes froids étant différents des conditions qui règnent actuellement aux hautes latitudes (Van Vliet-Lanoë 1989), ce qui rend difficile la comparaison des figures fossiles avec leurs analogues actuels.

2.2.3.2 Pergélisol et processus hydro(géo)logiques

La présence d'un pergélisol continu et épais s'accompagne de modifications importantes du sol et des réserves en eau. Son développement a un effet direct sur les processus hydrologiques et les écoulements dans les aquifères.

Hydrologie des sols gelés

L'hydrologie des sols gelés, étudiée en détail par Woo et Winter (1993), est complexe du fait de régimes hydrologiques et thermiques contrastés. Elle concerne la couche active, siège des cycles de gel-dégel, soit les premiers mètres du sol. Le gel agit sur le ruissellement, l'évapotranspiration et les interactions avec les eaux de subsurface. Le printemps se caractérise par un pic court et intense de ruissellement, l'élévation des températures provoquant dans un premier temps la fonte de la couverture nivale alors que les sols sont toujours gelés et limitent donc l'infiltration. De vastes inondations sont possibles à cette époque. En été,

le réchauffement conduit à la fonte rapide de la couche active. La formation de gel et la persistance de la couverture de neige limitent la durée de la saison évaporatoire. L'énergie disponible pour l'évaporation est par ailleurs moindre car utilisée pour fondre la glace. Le pergélisol limite l'infiltration et le stockage de subsurface, conduisant à des sols beaucoup plus humides et à des eaux de surface stagnantes.

Pergélisol et écoulements souterrains

L'hydrogéologie des zones à pergélisol a été traitée en détail par Sloan et van Everdingen (1988). Ces dernières années, de nombreux rapports ont synthétisé les connaissances sur le sujet (McEwen et de Marsily 1991, King-Clayton et al. 1995, Boulton et al. 2001, Vidstrand 2003), dans le cadre des études prospectives sur la sécurité des sites potentiels de stockage nucléaire en milieu géologique profond.

La présence de gel permanent et profond est de nature à réorganiser significativement les structures de l'écoulement souterrain. En effet, il en perturbe les conditions d'alimentation et d'exhaure, tout en modifiant les propriétés hydrodynamiques et mécaniques du sous-sol.

Dans un milieu poreux saturé soumis à des températures de gel, la glace se concentre en lentilles, strates, glace de ségrégation ou coins de glace. La présence de glace dans les pores réduit considérablement la perméabilité, jusqu'au point où le pergélisol peut devenir effectivement imperméable. Il existe peu de mesures de perméabilité des couches souterraines gelées mais elle est estimée de plusieurs ordres de grandeur inférieure à celle du sol non gelé. Capacité calorifique spécifique apparente et conductivité thermique sont également affectées par le gel. De plus, la présence de glace, en scellant les pores, réduit considérablement le taux d'infiltration des eaux de fonte. Tout apport additionnel d'eau génère alors un ruissellement de surface.

Les transferts de fluides sont donc restreints à la frange de surface et en profondeur, sous le pergélisol. Des échanges sont possibles via les taliks, fenêtres non gelées pénétrant le pergélisol, en général situées sous les lacs et les rivières, qui agissent comme des sources de chaleur. Les taliks ont une importance significative puisque ces zones offrent des points de recharge et d'exutoire des aquifères situés sous le pergélisol. Lorsque la décharge est possible, elle est quasiment nulle en hiver, l'eau étant gelée par l'air froid et stockée sous forme de buttes de glace. En revanche, la fonte massive de cette glace en été apporte une contribution non négligeable aux débits à l'exutoire.

Dans les zones à pergélisol, les écoulements souterrains à grande échelle sont donc

réduits aux aquifères profonds, dont la recharge est extrêmement réduite. Dans les zones de pergélisol continu actuel, cette dernière est souvent uniquement liée à la fonte basale des calottes glaciaires, qui produit des flux de l'ordre de 1 à 100 mm.an^{-1} (Boulton et al. 1995).

Enfin, en concentrant les sels dans les aquifères subpergélisols, le gel tend à modifier la chimie des eaux souterraines.

2.2.3.3 Reconstructions du pergélisol passé

Extension au cours des derniers cycles glaciaires

La reconnaissance de l'existence d'un pergélisol ancien se fonde sur l'étude des structures périglaciaires fossiles parmi lesquelles les coins de glace, sols polygonaux, pingos, palses, traces de cryoturbation ou de ségrégation de glace, fentes de gel. Cependant, du fait de données reliques éparses en terme d'âge et d'espace, d'une signification paléoclimatique incertaine des figures périglaciaires en tant que témoins d'un sol gelé pérenne (pergélisol continu ou discontinu) ou de conditions de gel saisonnier, de datations imprécises dans le contexte d'instabilité climatique des périodes glaciaires, la distribution précise du pergélisol dans le passé est difficile à reconstruire (Murton et Lautridou 2003). Il en résulte des reconstructions controversées.

La reconnaissance de l'environnement périglaciaire en Europe s'est d'abord limitée à la cartographie du pergélisol lors du Dernier Maximum Glaciaire. Poser (1948) a été le premier à en déterminer la limite méridionale. D'autres tentatives ont suivi (Kaiser 1960, Maarleveld 1976, Velichko 1982, Lautridou 1985). Plus récemment, Van Vliet-Lanoë (1999, 2000) en a proposé une vision synthétique, issue de l'analyse de données glaciaires et périglaciaires ainsi que de données paléopédologiques et écologiques, qui privilégie l'hypothèse d'un pergélisol étendu vers le sud et épais (figure 2.5). Les différentes zones cartographiées font apparaître une zone de pergélisol continu et épais couvrant le nord-est de la France, Manche comprise, avec une épaisseur probablement voisine ou supérieure à 100 m. Il s'amenuise en bordure océanique jusqu'à n'être plus que discontinu le long de la façade atlantique, en raison du volant thermique dû à l'océan et de précipitations plus abondantes.

Pour cet extremum froid, Huijzer et Vandenberghe (1998) placent en revanche la limite entre pergélisol continu et discontinu le long de la frontière franco-belge (50°N), en coïncidence avec l'isotherme -4°C, le pergélisol discontinu s'étendant au sud jusqu'à 45°N.

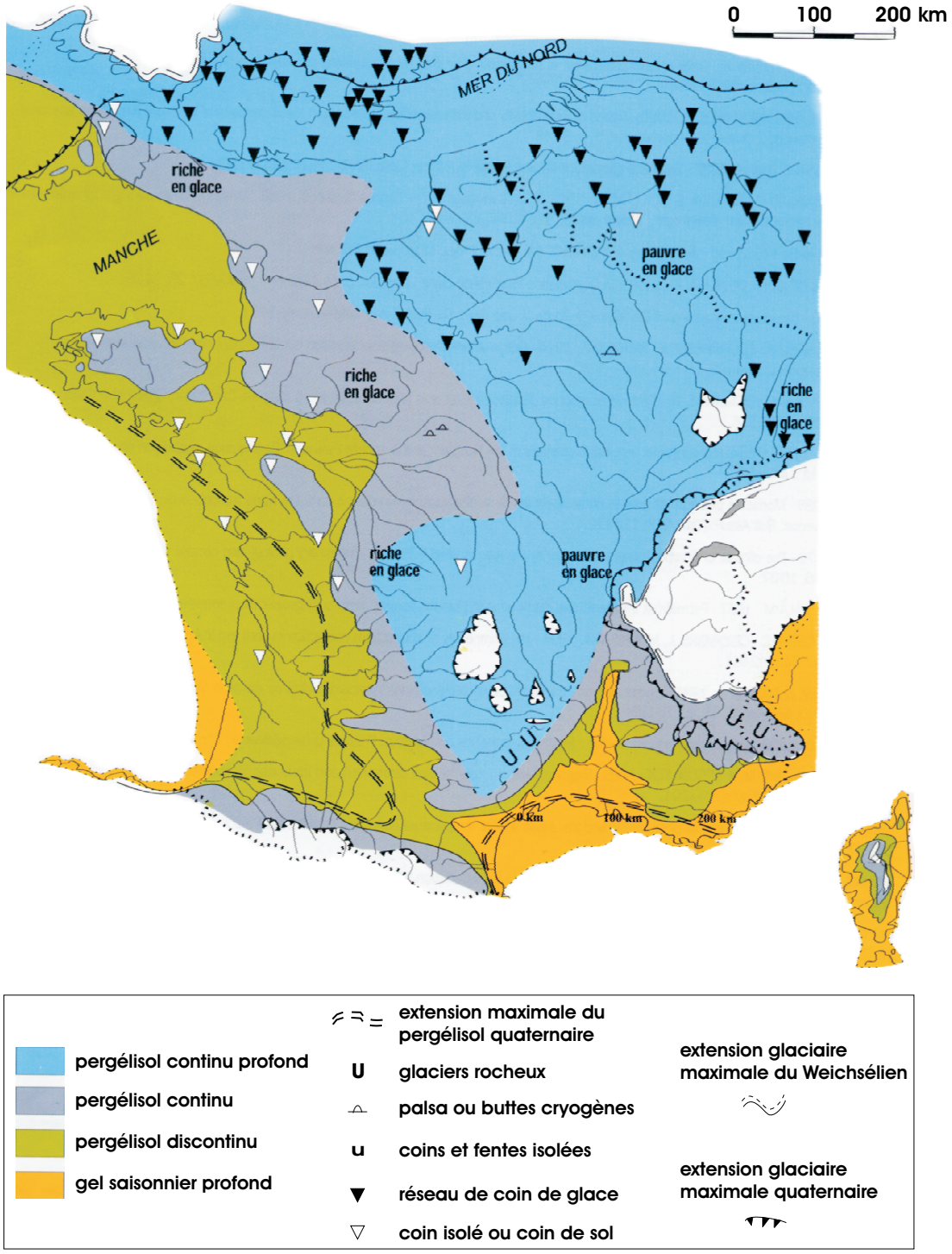


FIG. 2.5 – Extension du pergélisol en France au Dernier Maximum Glaciaire, d'après Van Vliet-Lanoë (1999). Cartographie ANDRA-CNF-INQUA 1999.

La reconnaissance des environnements périglaciaires en Europe ne se limite pas au dernier extremum froid. Des reconstructions de son évolution au cours des derniers cycles glaciaires sont également possibles. Les indicateurs périglaciaires connus sont probablement tous postérieurs à 480 ka (Van Vliet-Lanoë 1998). En Bretagne, les plus anciens coins de glace sont corrélés aux stades isotopiques 12 (420-480 ka BP) et 10 (340-360 ka BP) (Van Vliet-Lanoë et al. 1997). Les cryoturbations du Quaternaire ancien décrites par Lautridou (1985) à La Londe en Normandie ont été réinterprétées comme des indicateurs paléosismiques (Van Vliet-Lanoë et al. 1997, 2004).

La distribution temporelle du pergélisol au cours du dernier cycle climatique est connue grâce à de nombreuses reconstructions (Van Vliet-Lanoë 1989, 1996, 1998, Vandenberghe et Pissart 1993, Isarin 1997, Huijzer et Isarin 1997, Huijzer et Vandenberghe 1998, Renssen et Vandenberghe 2003, van Huissteden et al. 2003) mais demeure sujette à discussion en ce qui concerne son caractère continu ou discontinu. Deux phases principales de développement sont mises en évidence, la première entre 72 et 61 ka, la seconde effective à partir de 27 ka jusqu'à 13 ka, entrecoupées par un Pléniglaciaire moyen plus doux, marqué par un pergélisol sporadique à discontinu.

Estimation de la profondeur atteinte par le gel

L'évaluation de la profondeur atteinte par le gel se révèle difficile à saisir, aucune information ne pouvant être extraite des sondages géologiques, la pression limitant la conservation de traces fossiles d'un pergélisol profond et maintenant disparu. Cette donnée est cependant d'importance puisqu'elle conditionne l'épaisseur des unités hydrogéologiques touchées par le gel.

Les essais de comparaison aux analogues actuels des hautes latitudes, pergélisols de Sibérie, de Svalbard, du Nord canadien ou d'Alaska, dont les profondeurs peuvent se développer jusqu'à plusieurs centaines de mètres, sont peu concluants en raison de leur histoire complexe et de phénomènes d'héritage non transposables d'un site à l'autre.

Une estimation de la profondeur du pergélisol z_p peut être déduite de la profondeur de pénétration maximale des variations annuelles de température, dite profondeur d'« amplitude annuelle zéro » (Zero Annual Amplitude, ZAA) selon la relation suivante, connaissant le flux géothermique G, T_{ZAA} la température à la profondeur ZAA et λ la conductivité thermique :

$$z_p = \frac{\lambda}{G} T_{ZAA}$$

Ceci nécessite cependant la connaissance de ZAA et T_{ZAA}. Van Tatenhove et Olesen (1994) ont utilisé cette technique pour déterminer l'épaisseur du pergélisol au Groenland.

Face au manque de données de terrain fiables et précises, de nombreux essais de modélisation numérique ont été tentés, sur la base de scénarios climatiques plausibles et pour différentes caractéristiques thermophysiques du sous-sol (McEwen et de Marsily 1991, Lebret et al. 1994, 1996, Courbouleix et al. 1998, Delisle 1998). En général, la position de l'isotherme 0^oC est recherchée à l'aide d'un modèle de transfert de la chaleur par conduction, avec si possible une prise en compte de la chaleur latente de fusion de la glace. Ces travaux mettent en évidence l'importance de la température du sol, du flux géothermique, de la conductivité thermique et de la salinité sur la profondeur de pénétration du front de gel. L'impact du manteau neigeux sur l'évolution des températures du sous-sol a également été souligné (Stieglitz et al. 2003). Parmi ces études, les simulations menées par Lebret et al. (1994, 1996), Courbouleix et al. (1998) ont eu pour objet le Bassin parisien. Les profondeurs calculées maximales sont de l'ordre de 300 m. Les résultats suggèrent l'existence d'un pergélisol sur les plateaux de l'Est pendant environ 50 ka dont 40 où il présente un caractère continu, soit un tiers du dernier cycle climatique.

Certains auteurs se sont attachés à décrire plus spécifiquement les taux de croissance et de décroissance du pergélisol, par le biais de la modélisation (Lebret et al. 1994, Lunardini 1995, Delisle 1998, Galushkin 1997). Le pergélisol croît très rapidement dans les premiers temps de sa mise en place puis le front de progression ralentit et se rapproche de façon asymptotique de son état d'équilibre théorique. La fonte est plus rapide, de l'ordre du millier d'années, avec un front de dégel double, depuis la surface et la base.

2.2.4 Conclusion

Les variations climatiques associées au Plio-Pléistocène, et en particulier la succession de phases glaciaires et interglaciaires au cours des 2,6 derniers millions d'années, modifient les conditions de surface environnementales du bassin de Paris. Les épisodes chauds du Pliocène sont associés à de hauts niveaux marins. Une aridité croissante, une chute du niveau marin et l'apparition de zones à pergélisol à l'échelle du bassin sont les conséquences principales du refroidissement lors des stades glaciaires. Ces conditions influencent les termes suivants du fonctionnement hydrogéologique :

– le niveau de base du système hydrogéologique,

- la quantité d'eau en surface et la proportion de cette eau qui participera à la recharge,
- la charge et le gradient hydrauliques,
- les vitesses et les directions d'écoulement,
- la perméabilité,
- la chimie des eaux souterraines.

2.3 Les bases d'un scénario d'évolution paléoclimatique

2.3.1 Quelle résolution temporelle ?

Ayant identifié les facteurs paléoclimatiques d'impact hydrogéologique, une image tant spatiale que temporelle doit en être synthétisée. La discrétisation dans le temps est représentative de la variabilité à reproduire. Sur un intervalle couvrant cinq millions d'années, il est illusoire d'espérer une résolution climatique millénaire bien que de significatives instabilités aient été mises en évidence à cette échelle, dont les manifestations peuvent engendrer des effets notables. La variabilité à haute fréquence ne pourra être prise en considération qu'à travers des zooms sur des fenêtres temporelles dont l'intérêt particulier aura été démontré. De plus, à l'heure actuelle, seuls les cycles basse fréquence ont été distingués dans les archives paléoclimatiques des systèmes aquifères (cf. section 2.2.1). Pour en saisir la cyclicité, soit celle dépendant des paramètres orbitaux, selon des périodes de 41 000 et 100 000 ans, une échelle minimale de discrétisation de 10^4 ans est requise.

2.3.2 Quels indicateurs paléoclimatiques ?

La construction d'un scénario d'évolution climatique doit reposer sur la connaissance des paléoclimats en fonction des enregistrements disponibles. Les archives géologiques indicatrices des climats passés sont multiples et renseignent sur la dynamique climatique à des échelles de temps et d'espace variées. Enregistrements isotopiques dans les sédiments océaniques profonds et dans les carottes de glace aux pôles, assemblages paléontologiques, séquences polliniques, cernes d'arbres, coraux, spéléothèmes, traceurs des eaux souterraines sont couramment utilisés. La plupart de ces indicateurs ne fournissent cependant que des informations souvent régionales et limitées dans le temps, caractérisant très majoritairement le dernier cycle glaciaire. Les données isotopiques couvrent de plus larges échelles temporelles de façon continue et constituent un standard calibré et robuste de référence.

La comparaison des longues séquences polliniques terrestres en Europe avec l'enregistrement isotopique marin sur les 500 000 dernières années démontre une large correspondance entre les données (Tzedakis et al. 1997).

En France, les séquences polliniques de la Grande Pile à l'est de la France, des Echets près de Lyon (Guiot et al. 1989), et du Velay (Reille et de Beaulieu 1990) dans le Massif central constituent des références de choix. Contenant un fort degré de sensibilité climatique, elles témoignent des variations cycliques de la température et des précipitations du Pléistocène moyen et supérieur, couvrant respectivement 140 et 450 ka. Cependant elles sont représentatives de leur contexte géographique local, marqué par l'influence des barrières montagneuses des Vosges et du Massif central. Une vision régionale requiert donc des approches combinant les informations complémentaires extraites de divers types d'archives.

Pour les périodes plus anciennes du Pliocène et du Pléistocène inférieur, les archives polliniques sont rares et discontinues dans le domaine d'étude, compte tenu du peu de faciès de sédiments continentaux de cette période. Dans le bassin et sur son pourtour, dix sites (Sens sur Seille, Labergement, Simard, Murat, Mont-Dore, Lauterbourg, Susteren, La Londe, Marchésieux et Le Bosq d'Aubigny) préservent des enregistrements s'échelonnant entre le Zancléen et le Pléistocène inférieur, de 5,32 à 1 Ma.

2.3.3 Quel scénario pour quel but ?

Il s'agit désormais de définir l'architecture générale du scénario paléoclimatique, fonction des paléodonnées disponibles et des objectifs de ce travail.

Les archives polliniques présentant un caractère discontinu à l'échelle de plusieurs millions d'années, seuls les enregistrements du $\delta^{18}O$ dans les sédiments océaniques sont susceptibles de fournir une image continue des variations climatiques sur un tel intervalle. Ainsi qu'il a été précisé en section 2.1, nous avons choisi de travailler à partir de la courbe d'évolution des rapports isotopiques de l'oxygène établie au site ODP 659 (Tiedemann et al. 1994), en tant que représentation de l'évolution générale du climat. Elle constitue une base sur laquelle doivent s'appuyer les quantifications des variables d'intérêt hydrogéologique du forçage atmosphérique. L'analyse des impacts climatiques sur le fonctionnement des systèmes aquifères (section 2.2) a conduit à définir trois éléments majeurs à prendre en compte : la fluctuation de la recharge, les variations du niveau marin et les épisodes de pergélisol.

L'estimation des recharges anciennes en terme quantitatif est loin d'être immédiate. Jusqu'à présent, la plupart des modèles paléohydrogéologiques ont fonctionné à recharge constante. En effet, s'agissant d'infiltration, précipitations et évapotranspiration sont les principaux paramètres météorologiques à estimer, afin de résoudre le bilan hydrologique dont découle la lame d'eau disponible pour le souterrain. La répartition des quantités précipitées entre évapotranspiration, ruissellement, stockage dans le sol et drainage profond est en outre fonction des conditions locales de surface, couverture végétale et type de sol principalement. Or l'enregistrement isotopique sus-cité n'est indicateur que des variations globales du climat au cours du temps, auxquelles seules les paléotempératures sont bien corrélées. Précipitations, évapotranspiration et a fortiori infiltration sont des variables locales, soumises à des conditions atmosphériques particulières, comme les nuages ou les vents, et environnementales telles que le relief ou la végétation. Une indexation directe des fluctuations de la recharge sur une courbe d'évolution du $\delta^{18}O$ benthique est donc difficilement justifiable. C'est pourquoi il a été choisi de découper le temps en paliers, pour lesquels les forçages climatiques seront considérés constants et un bilan hydrologique sera calculé, nécessitant de déterminer pour chacune de ces étapes les lames précipitées et évapotranspirées. Ce découpage se fonde logiquement sur l'évolution climatique déduite de la courbe ODP 659 et distingue (figure 2.7 en page 95) :

- cinq paliers appartenant au Pliocène, dénommés P_1 (5-4,8 Ma), P_2 (4,8-4 Ma), P_3 (4-3,6 Ma), P_4 (3,6-2,9 Ma) et P_5 (2,9-2,6 Ma), dont les durées sont de l'ordre de quelques centaines de milliers d'années, qui correspondent à des périodes de relative stabilité climatique, i.e. de variabilité réduite au sein de l'intervalle considéré,
- une alternance entre stades chauds dits $41i$ et froids $41g$, représentative des cycles de période 41 ka entre 2,6 et 0,9 Ma,
- neuf cycles d'une durée de 100 000 ans, de 0,9 Ma à nos jours, décomposés en un stade glaciaire $100g$ et l'autre interglaciaire $100i$.

Pour des raisons de simplification, en terme d'acquisition de données et de degré de précision attendu et connu, tous les cycles de 41 ka sont considérés identiques avec des stades chauds et froids de durée égale. De même, tous les cycles de 100 ka sont équivalents mais se divisent en revanche entre une phase glaciaire de 90 ka suivie d'un interglaciaire de 10 ka.

2.3.4 Estimation spatiale et temporelle des variables paléoclimatiques

Les paliers du scénario ont été caractérisés en température moyenne annuelle à partir d'un échantillon réduit de données polliniques disponibles à proximité de notre secteur d'étude. Ces données proviennent de quatre sites européens : Stirone (Bertini 1994), dans la plaine du Pô, Garraf 1 à Barcelone (Suc et Cravatte 1982), Crotone en Calabre (Combourieu-Nebout et Vergnaud Grazzini 1991, Combourieu-Nebout 1993) et Les Echets (Guiot et al. 1989) près de Lyon (figure 2.6). Les différences d'altitude et de latitude entre ces sites et le bassin de Paris ont été prises en compte sur la base des gradients thermiques actuels, soit 0,6^{o}C par degré de latitude et 0,55^{o}C/100 m en altitude (Ozenda 1975).

Les valeurs reconstruites présentent cependant de forts écarts de température pour de mêmes périodes, selon les fonctions de transfert utilisées (celle de Fauquette et al. (1998a, 1999b) pour Stirone et Garraf, celle de Klotz et al. (2003, 2004) pour Crotone et celle de Guiot et al. (1989) pour les Echets), de l'ordre de 2,5^{o}C pour les paliers P_1 à P_4 mais qui atteignent 10^{o}C à la transition mi-pléistocène. Ces écarts peuvent être attribués à des incohérences entre fonctions de transfert différentes ou au choix du gradient thermique, qui a pu être différent dans le passé. Les travaux de modélisation climatique au Pliocène reconstruisent néanmoins des gradients de température altitudinaux et latitudinaux similaires à l'actuel (cf. section 3.3).

Au Pliocène, les températures moyennes annuelles sur le bassin de Paris apparaissent plus élevées qu'à l'actuel, de 2 à 5^{o}C, en accord avec la tendance globale à des climats plus chauds à cette époque. Les données estimées ne permettent pas de déterminer si les premiers cycles glaciaires-interglaciaires, entre 2,6 et 2,4 Ma se sont marqués par un fort refroidissement (hypothèse Crotone) ou sont au contraire restés proches des valeurs antérieures (hypothèse Stirone et Garraf 1). Il se peut que l'enregistrement de cette phase de transition, marquant le passage aux cycles de 41 ka et à un refroidissement accentué, soit variable spatialement et qu'ainsi, pour cette époque, les données présentent des tendances différentes, qui s'homogénéiseront par la suite. Aucune donnée pollinique quantifiée n'est pour l'instant disponible entre 2 Ma et les derniers cycles climatiques. Les températures calculées à partir du site des Echets témoignent des conditions climatiques fortement dégradées des cycles glaciaires du dernier million d'années, selon la tendance générale au refroidissement déjà évoquée (section 2.1).

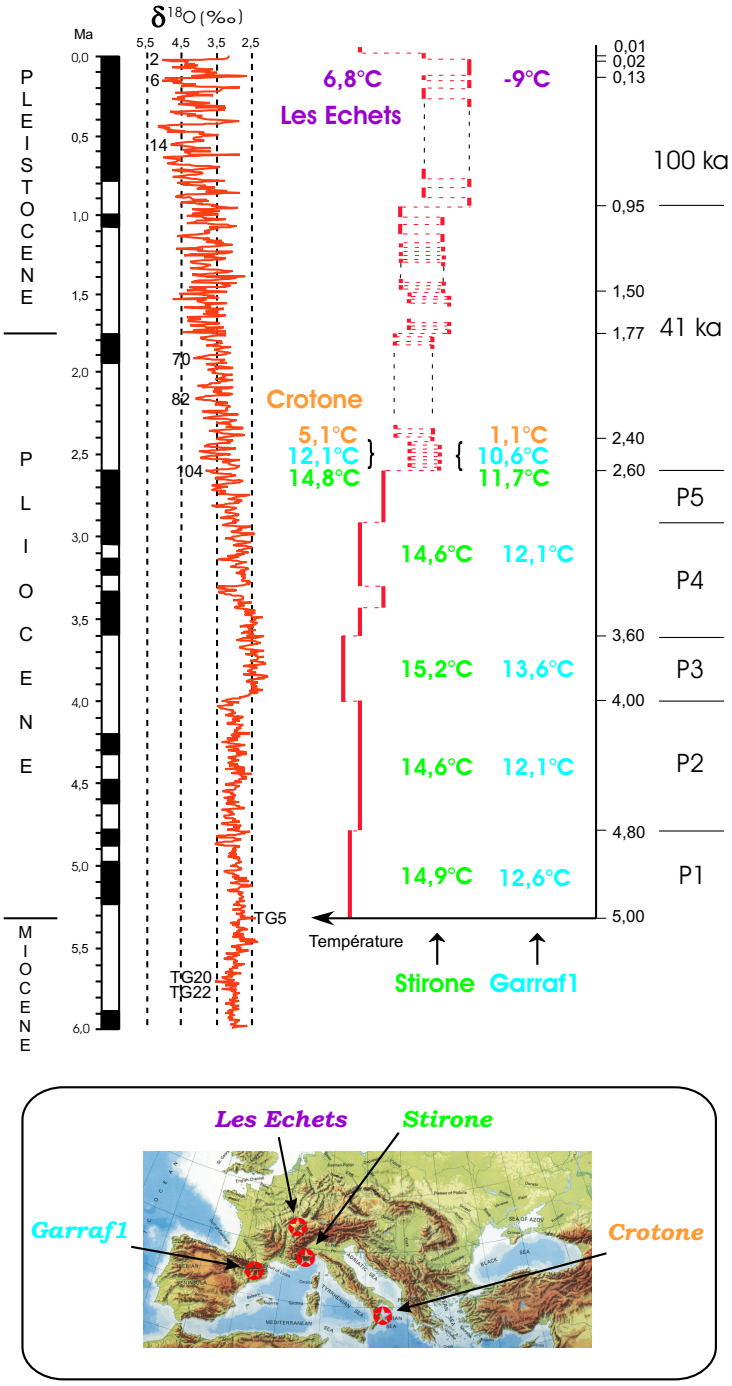


FIG. 2.6 – Estimation des températures moyennes annuelles sur le Bassin parisien en divers points clefs de son évolution récente d'après les séquences polliniques de Stirone (Bertini 1994), Garraf 1 (Suc et Cravatte 1982), Crotone (Combourieu-Nebout et Vergnaud Grazzini 1991, Combourieu-Nebout 1993) et Les Echets (Guiot et al. 1989). Reconstructions J.-P. Suc.

Ces températures constituent une première quantification de situations climatiques passées contrastées dans le bassin de Paris. Indicatrices d'une moyenne sur l'ensemble du domaine, elles n'en reproduisent pas la variabilité spatiale. De plus, considérant de nouveau un des objectifs de ces reconstructions climatiques, à savoir la détermination non pas de la température mais de l'infiltration, ce sont des quantifications de précipitations et d'évapotranspiration qu'il s'agit maintenant de déterminer pour les besoins de la modélisation hydrologique. Sur ce point, l'originalité de notre démarche a consisté à utiliser un modèle de circulation générale atmosphérique (MCGA), le LMDZ de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), dont les caractéristiques seront détaillées par la suite (section 3.1). La configuration zoomée de ce modèle permet d'obtenir une résolution spatiale fine, centrée sur l'Europe, jusqu'à 60 km, qui décrit raisonnablement la variabilité spatiale d'une région à relief modérément contrasté. Un tel modèle ne permet pas de simuler une évolution climatique de long terme. Il calcule une climatologie à l'équilibre pour des conditions limites données. Les modèles climatiques de complexité intermédiaire n'offrent pas par comparaison une résolution spatiale suffisante.

Parce que la mise en œuvre d'un MCGA est lourde, et d'autant plus quand la résolution est fine, seuls trois climats clefs judicieusement choisis ont été simulés. Le choix de ces climats clefs doit reposer d'une part sur la nécessité de représenter des situations suffisamment contrastées, de façon à appréhender le maximum de variabilité climatique au sein de l'intervalle considéré. D'autre part, les situations en question doivent être largement documentées, puisque les MCGA nécessitent des reconstructions à l'échelle globale (cf. section 3.1). Pour ces raisons, ont été retenus le Dernier Maximum Glaciaire (DMG), il y a 21 000 ans, et le Pliocène moyen autour de 3 Ma. Caractérisé par une baisse du niveau marin d'environ 120 m par rapport à l'actuel, un développement des calottes glaciaires Fennoscandienne et Laurentide en hémisphère Nord et de faibles concentrations en CO_2, le DMG est l'extremum froid et aride le mieux connu. Le Pliocène moyen est quant à lui représentatif des climats plus chauds du Pliocène, marqués par une réduction des calottes glaciaires arctique et antarctique et une hausse du niveau marin d'environ 25 m par rapport à l'actuel. Considéré comme l'analogue ancien le plus proche des conditions futures de réchauffement climatique, il a fait l'objet de nombreux efforts de documentation, à des fins de modélisation climatique (cf section 3.3). Ces deux points clefs seront complétés par une simulation à l'actuel servant de référence, dite simulation de contrôle et référée par la suite en tant que CTRL. Cette simulation est représentative d'une situation pré-industrielle.

La mise en œuvre de ces simulations sera abordée dans le chapitre suivant. Pour chaque régime climatique simulé, l'ensemble des champs météorologiques est calculé comme sortie du modèle, selon la résolution spatiale choisie.

Le CTRL sera considéré représentatif des stades interglaciaires des derniers cycles climatiques de période 100 ka alors que le DMG servira de référence pour les phases glaciaires. Le Pliocène moyen sera quant à lui attribué au palier P_4 qui lui correspond et au palier P_2. Des efforts d'analyse climatique seront alors requis pour extrapoler les champs simulés en ces trois points clefs aux paliers intermédiaires non caractérisés. Ce travail, de même que l'étape suivante de calcul du bilan hydrologique à chaque palier pour en déduire une infiltration, sera l'objet du chapitre 4.

2.3.5 Evolution eustatique

Il a été choisi de discrétiser l'évolution du niveau marin selon le même schéma que précédemment défini, soit un découpage par paliers. Ceci suppose un fort lissage de la variabilité eustatique, qui ne permet pas d'en représenter les variations brutales. Ainsi une valeur moyenne sur chaque période a-t-elle été attribuée à chaque palier sur la base de la courbe de Greenlee et Moore (1988), plus modérée dans ses amplitudes que celle proposée par Haq et al. (1987). De hauts niveaux compris entre +25 et +40 m au Pliocène, la mer s'abaisse à −70 m lors des stades froids des cycles de 41 ka pour remonter à +20 m en période chaude. Le niveau alterne entre les −120 m caractéristiques du DMG et le zéro actuel pendant les cycles de 100 ka. Toutes ces valeurs sont référées par rapport au niveau zéro actuel.

Il reste envisageable de raffiner ce scénario simple par la suite, afin de prendre en compte une plus grande variabilité du signal par des fluctuations continues et éventuellement des effets locaux glacio-hydro-isostasiques. Un tel développement pourrait se focaliser sur le dernier cycle glaciaire et sera envisagé dans un second temps (section 6.2.2).

2.3.6 Occurrence du pergélisol et modélisation hydrogéologique

Le dernier point du scénario paléoclimatique et non le moindre concerne le pergélisol. En l'absence de données périglaciaires attestant de sa présence au cours des épisodes froids des cycles de 41 ka et compte tenu également du manque d'informations paléoclimatiques en terme de température, il a été choisi de ne pas représenter de pergélisol à ces époques

là. Des indicateurs de pergélisol ancien existent en revanche pour les stades glaciaires des cycles des derniers 900 000 ans. La synthèse des informations à ce sujet (section 2.2.3.3) a cependant mis en évidence les nombreuses inconnues qui subsistent quant à sa dynamique d'expansion temporelle et spatiale, tant horizontale que verticale. Dans ces conditions, c'est de nouveau une hypothèse simplificatrice qui a été retenue. Le pergélisol est alors modélisé comme suit, pour chaque cycle :

- pergélisol continu sur la totalité du bassin,
- durée d'existence de 55 000 ans suite à une apparition se produisant 35 000 ans après l'entrée en glaciation,
- représentation par une infiltration nulle en tout point, le drainage des aquifères restant autorisé.

Cette hypothèse simple et drastique à la fois devrait permettre d'évaluer dans un premier temps la nature de la réponse du système aquifère à une telle modification de ses conditions aux limites et d'envisager alors un scénario plus réaliste.

2.4 Conclusion

Une figure récapitulative (figure 2.7) du scénario paléoclimatique établi au cours de ce chapitre tient lieu de conclusion. Notons que la simplification des scénarios climatiques, de niveau marin et de pergélisol doit être considérée comme une première étape visant essentiellement à tester la réactivité des modèles hydrogéologiques aux variations climatiques. Ils pourront être raffinés ultérieurement en fonction des résultats obtenus.

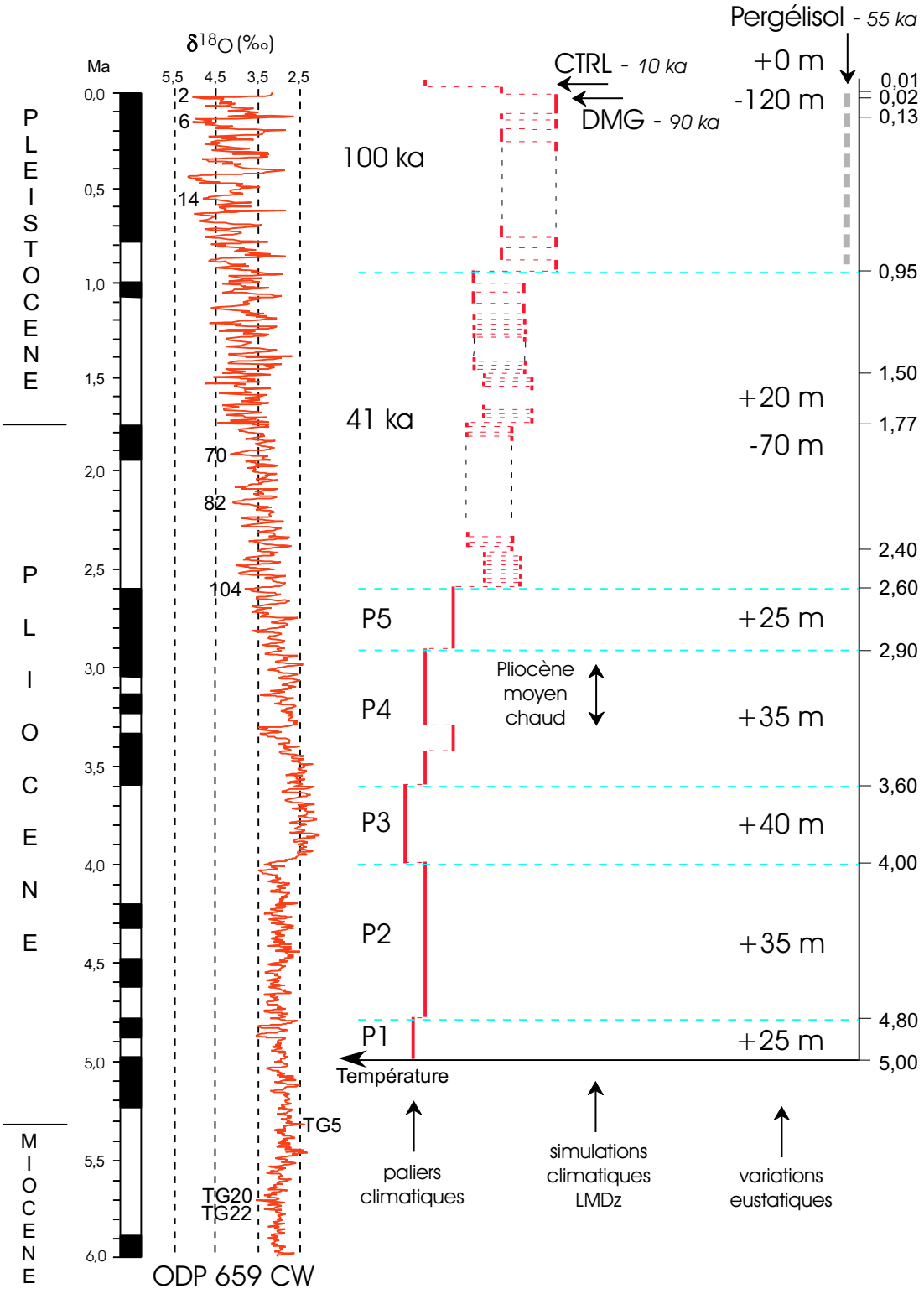


FIG. 2.7 – Scénario paléoclimatique des cinq derniers millions d'années.

Chapitre 3

Une démarche originale : modélisation climatique à fine résolution sur l'Europe

L'étude de l'influence des variations passées des conditions aux limites sur l'hydrodynamique des aquifères du bassin de Paris repose sur une démarche analytique, qui commence par découpler les différentes composantes du système afin de caractériser leur évolution temporelle et spatiale, avant d'analyser leurs réponses croisées. Les forçages climatiques de l'hydrosystème sont appréhendés indépendamment dans un premier temps par un modèle de circulation générale atmosphérique (MCGA). Il a vocation à générer des séries météorologiques caractéristiques de climats passés qui ont régné sur le Bassin parisien, qui sont ensuite utilisées pour forcer l'hydrosystème lui-même, décomposé en système de surface et système souterrain.

Pour répondre à nos objectifs, le MCGA doit posséder une résolution spatiale qui rende compte de la variabilité climatique à l'échelle du bassin de Paris. Le modèle LMDZ de l'IPSL (Institut Pierre-Simon Laplace) est en mesure de proposer une telle résolution affinée lorsqu'il est utilisé en configuration zoomée (Zhou et Li 2002, Li et Conil 2003). La grille du modèle est alors plus fine dans la région d'intérêt, au détriment des antipodes. Une suite de simulations climatiques a ainsi été conduite à l'aide du modèle LMDZ. Trois climats en ont fait l'objet : l'extremum froid et aride du Dernier Maximum Glaciaire (21 ka), la période chaude et humide du Pliocène moyen autour de 3 Ma et l'actuel.

Au-delà des attendus hydro(géo)logiques, le travail de modélisation climatique nous donne l'opportunité d'analyser la sensibilité d'un MCGA haute résolution dans des situations paléoclimatiques contrastées. En ce sens, il constitue une partie importante de la

thèse.

Après avoir introduit le modèle LMDZ, en insistant sur les caractéristiques de la grille zoomée, et présenté la simulation à l'actuel (section 3.1), chaque paléoclimat fait l'objet d'une étude indépendante. Le DMG est abordé au travers d'une intercomparaison entre différents modèles climatiques à résolution affinée sur l'Europe (section 3.2), qui vise à évaluer leurs capacités à capturer le refroidissement hivernal du DMG indiqué par les paléodonnées polliniques. L'analyse de la simulation haute résolution du Pliocène moyen s'est quant à elle appuyée sur la comparaison à de nouvelles reconstructions polliniques établies pour l'occasion en Europe de l'Ouest, à proximité du bassin de Paris et sur le pourtour méditerranéen (section 3.3).

3.1 Le modèle de circulation atmosphérique générale LMDZ : un modèle zoomé

3.1.1 Présentation du modèle de circulation générale atmosphérique : le modèle LMDZ

Le modèle LMDZ (Sadourny et Laval 1984), développé au Laboratoire de Météorologie Dynamique, est la composante atmosphérique du modèle de l'IPSL (Institut Pierre Simon Laplace). Il est utilisé ici dans sa version 3.3, couplé au schéma de surface SECHIBA version 1.2 (Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface Biosphère-Atmosphère, Ducoudré et al. 1993), qui régit les interactions entre la surface continentale, i.e. la végétation et le sol, et l'atmosphère (cf. section 4.1). SECHIBA est l'un des trois composants du modèle de biosphère terrestre ORCHIDEE (ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems Environment, Krinner et al. 2005) (cf. section 3.3).

3.1.1.1 Les principes de base du modèle LMDZ

Une documentation détaillée du modèle de l'IPSL est disponible à l'adresse *http ://www.lmd.jussieu.fr/ lmdZ/*. Ne seront rappelés ici que quelques principes de base.

Comme tous les modèles de circulation générale atmosphérique, le LMDZ est fondé sur la résolution numérique des équations primitives de la dynamique atmosphérique en trois dimensions et dans le temps. Ce type de modèle 3D incorpore un très grand nombre de

processus physiques et dynamiques de la circulation atmosphérique, qu'il résout explicitement à des échelles spatiales de l'ordre de quelques centaines de kilomètres et temporelles, de quelques minutes à quelques heures. Le modèle simule un régime climatique, soit une évolution moyenne annuelle, avec des forçages constants représentés par ses conditions aux limites. Celles-ci correspondent aux composants du système climatique qui demeurent fixes vis-à-vis de l'atmosphère : distribution océan-continent, extension des calottes glaciaires et de la glace de mer, surface océanique et couverture végétale. Le modèle s'ajuste aux conditions aux limites prescrites pendant une période d'un an en général puis est intégré sur les années suivantes, en moyenne au moins une dizaine d'années. Il fournit ainsi un instantané ou « snap shot » d'un climat à l'équilibre (figure 3.1).

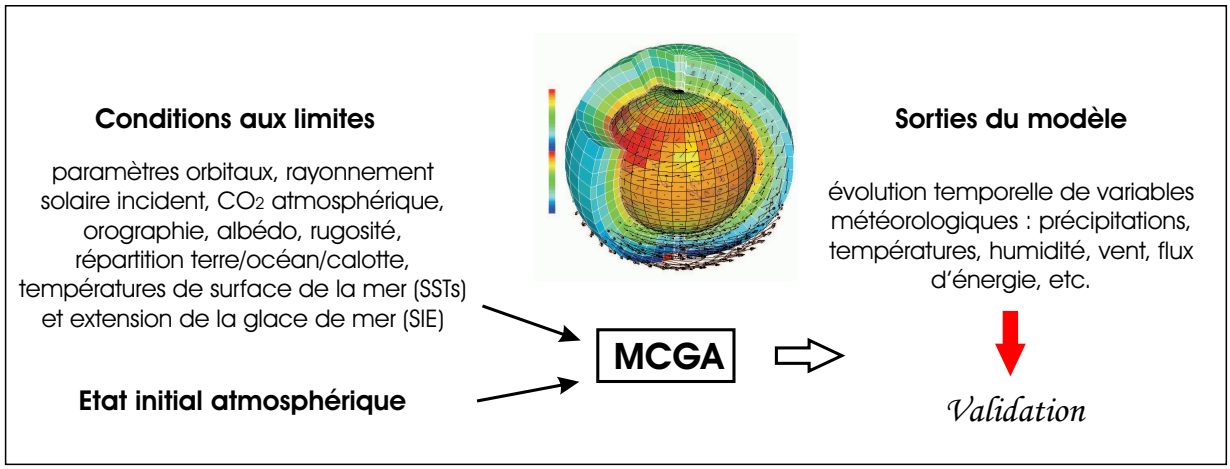


FIG. 3.1 – Le modèle de circulation générale atmosphérique.

En pratique, deux composantes principales sont distinguées dans un MCGA (Peixoto et Oort 1992), la « dynamique » et la « physique » :

- le noyau dynamique résout en différences finies les équations générales de la circulation atmosphérique, à l'échelle macroscopique : l'équation de conservation de la masse du fluide, l'équation de conservation de l'humidité, l'équation de conservation de l'énergie, l'équation d'état de l'air (selon l'approximation des gaz parfaits) et les équations du mouvement, qui dérivent de la loi fondamentale de la dynamique des fluides. Le modèle calcule l'évolution temporelle des variables prognostiques de la dynamique (température et humidité de l'atmosphère, pression au sol, vitesse du vent) aux points d'un maillage tridimensionnel qui couvre l'ensemble de l'atmosphère.
- la physique du modèle s'intéresse aux processus qui constituent les termes sources

des équations de conservation. Ces termes représentent d'une part la prise en compte de processus qui forcent le système atmosphérique tels que le rayonnement ou le changement de phase, d'autre part l'influence à l'échelle de la maille de phénomènes dynamiques qui ne sont pas résolus à cette échelle, tels les phénomènes de convection, la dissipation horizontale ou la diffusion verticale turbulente dans la couche limite planétaire.
La description schématique de nombre de ces processus physiques, en fonction des valeurs moyennes des variables prognostiques calculées à l'échelle de la maille, est à l'origine du terme de « paramétrisation physique », utilisé pour désigner la démarche de représentation de la physique.
Le jeu de paramétrisations physiques inclut :

1. le transfert radiatif, calculé au moyen des modèles de Fouquart et Bonnel (1980) pour le rayonnement solaire et Morcrette (1991) pour le rayonnement thermique infra-rouge,
2. la turbulence dans la couche limite planétaire, représentée au travers d'une paramétrisation diffuse. Le coefficient de diffusion turbulente K_z est spécifié en fonction du nombre de Richardson (Laval et al. 1981),
3. la condensation, paramétrisée séparément pour les nuages convectifs, selon les schémas de Tiedtke (1989) ou d'Emanuel (1980), et non convectifs, ces derniers étant représentés au travers d'une distribution statistique à partir de l'eau totale dans la maille et de l'humidité à saturation,
4. la génération d'onde de gravité par les montagnes (Lott et Miller 1997).

Tandis que le pas de temps d'intégration des équations dynamiques est de 6 minutes, celui de la physique est de 30 minutes, excepté pour les termes radiatifs, de 6 à 12 heures. Physique et dynamique communiquent au moyen d'une interface clairement définie. Le noyau dynamique est tridimensionnel, alors que la physique est décrite comme une juxtaposition de colonnes 1D.

3.1.1.2 Discrétisation de l'espace : la grille zoomée

Le LMDZ est un modèle à points de grille. Dans la dimension verticale, l'atmosphère est découpée en dix-neuf niveaux de pression repérés en coordonnées σ, soit selon leur

pression atmosphérique normalisée par la pression au sol, qui épouse la topographie près de la surface. La grille horizontale est rectangulaire dans le plan longitude-latitude.

Une des particularités du LMDZ est de proposer une grille horizontale à résolution variable, qui offre la possibilité de raffiner le maillage sur n'importe quelle région du globe, d'intérêt particulier (le Z du LMDZ fait référence au zoom). Ceci est réalisé par distorsion de la grille en longitude et/ou en latitude, à nombre de points de grille constant et donc au détriment du reste du globe, notamment les antipodes. Comparé à un modèle régionalisé imbriqué dans un MCGA, la couverture globale du modèle zoomé permet de s'affranchir de la nécessité de fournir des conditions aux limites du domaine de plus haute résolution.

La grille zoomée est irrégulière, très dense au centre du zoom. Le zoom est défini séparément dans chacune des directions, longitude et latitude, par quatre paramètres : l'abscisse du centre du zoom, le grossissement au centre du zoom par rapport à une grille régulière de même nombre de points, la largeur de la fenêtre du zoom et la raideur de la transition de l'intérieur vers l'extérieur du zoom.

Dans le cadre de ce travail, une échelle spatiale adaptée à la représentation du cycle de l'eau dans le bassin de Paris a été recherchée. Il a ainsi été choisi d'utiliser une configuration zoomée du modèle, de façon à augmenter localement la résolution sur le bassin de Paris. Si théoriquement il n'existe pas de limites au grossissement, en pratique une transition de résolution trop forte peut être source d'effets numériques irréalistes, tels que la réflexion d'ondes atmosphériques sur la zone de transition. De plus, les équations de la dynamique et de la physique supposent une résolution supérieure à 50 km.

A l'issue de plusieurs tests sous différentes configurations de discrétisation de la grille horizontale et du grossissement, une grille de 144 points de longitude et 108 points de latitude, avec un zoom de valeur 3, centré sur la ville de Paris, a été retenue (figure 3.2). Elle permet d'atteindre une taille de maille d'environ 60 km sur le Bassin parisien. Par comparaison, les résolutions classiques des MCGA sont en nombre de points 72×46 ou 96×72 (soit de l'ordre de 300 km), surtout lorsqu'ils sont couplés à un modèle d'océan pour des simulations de plus longue durée. Les simulations haute résolution conduites dans ce mémoire seront toujours comparées à leur équivalent basse résolution (72×46).

La physique du modèle haute résolution n'est pas redétaillée mais les structures spatiales sont mieux représentées et en particulier, l'orographie. Pour exemple, la figure 3.3 compare les représentations du relief pour deux résolutions spatiales, la basse résolution 72×46 et

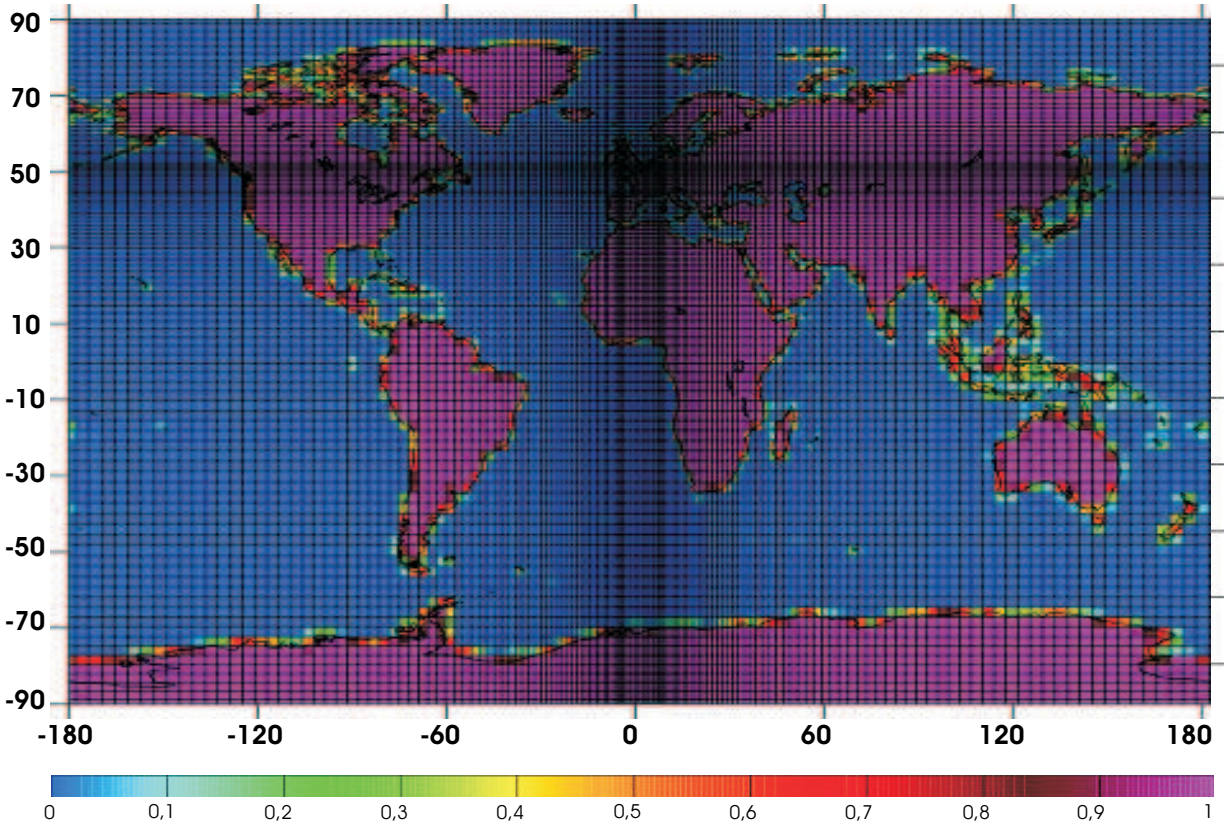
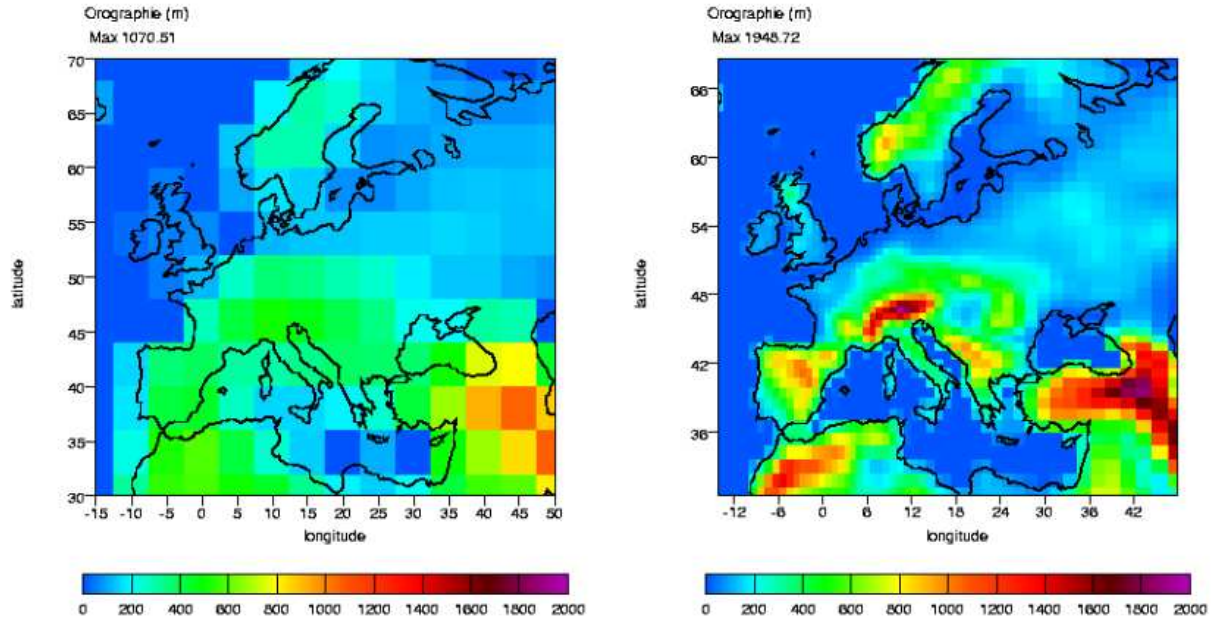


FIG. 3.2 – Grille horizontale 144×108, de grossissement 3, montrant la densité du maillage autour du centre du zoom, ici Paris. En fond, représentation de la fraction de surface continentale à l'actuel.

la résolution 144×108 avec un grossissement de 3.



(a) Résolution 72×46

(b) Résolution 144×108 zoom 3

FIG. 3.3 – Représentation du relief en Europe, en m, en fonction de la résolution spatiale du modèle climatique.

3.1.2 Première mise en œuvre du modèle : simulation à l'actuel (CTRL)

La première mise en œuvre du modèle a consisté en une simulation du régime actuel à l'aide du modèle haute résolution (LMDZHR). Cette opération présente un double objectif : 1) évaluer la capacité du MCGA à reproduire les principaux traits du climat moderne et mettre en évidence les biais régionaux, 2) servir de référence aux simulations du passé. Dans ce second cas, la simulation de l'actuel est souvent dénommée simulation de contrôle (CTRL). En effet, les simulations paléoclimatiques sont principalement évaluées en terme d'anomalies par rapport à l'actuel. On s'intéresse au comportement et à la sensibilité du modèle vis-à-vis d'un changement climatique.

Nous ne présentons ici qu'une comparaison des températures de l'air (températures à 2 m) et des précipitations moyennes annuelles simulées à la climatologie CRU (Climate

Research Unit, New et al. 1999) et ce, pour le globe et l'Europe. L'analyse détaillée de la simulation de contrôle dépasse le cadre de ce travail. Il est cependant utile d'en souligner et d'en quantifier les biais, qui traduisent les incertitudes liées à l'utilisation d'un tel modèle.

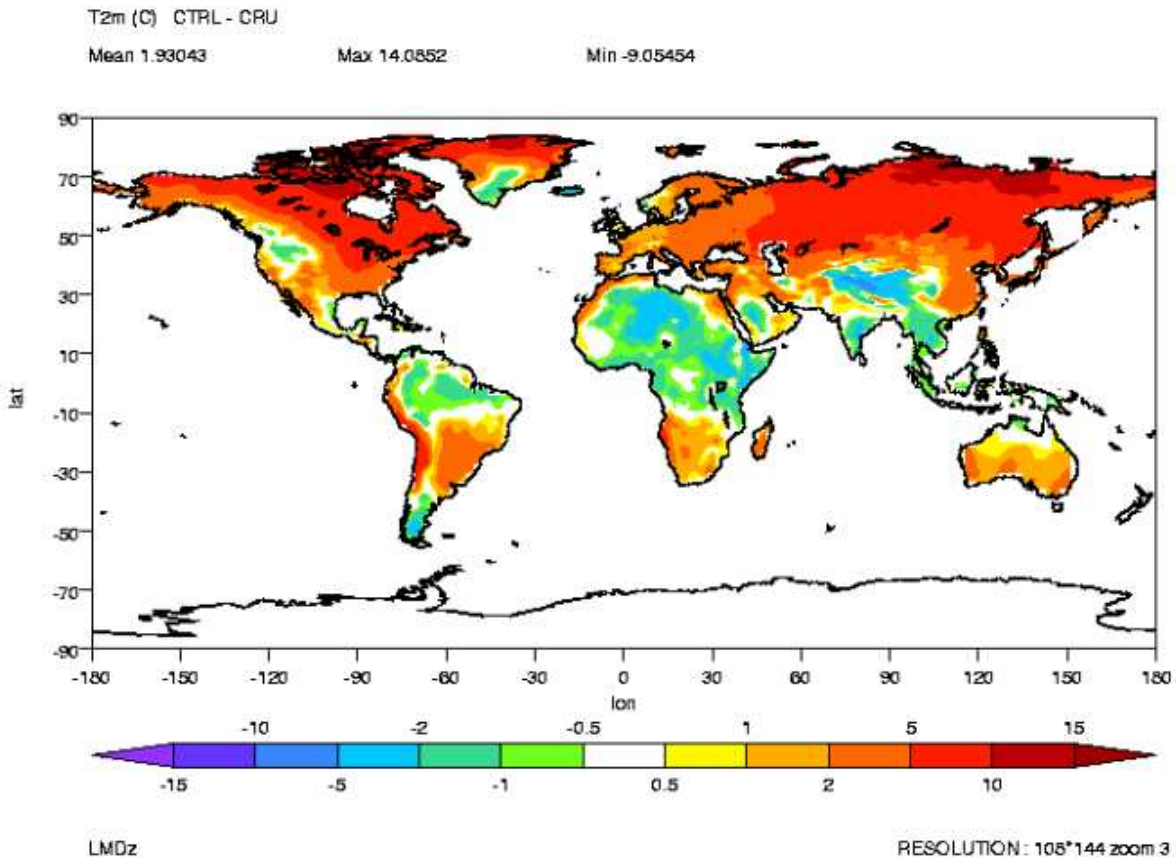
Si le modèle se révèle capable de reproduire les champs de température et de précipitations dans leurs grandes lignes, il présente cependant à l'échelle régionale des biais qui peuvent être importants. En particulier, les températures simulées aux hautes latitudes sont supérieures aux températures mesurées de 5 jusqu'à près de 15^{o}C. Sur la majeure partie du continent africain, au nord-est de l'Amérique latine et en Himalaya, les températures simulées sont en revanche inférieures de 2 à 5^{o}C aux températures mesurées (figure 3.4(a)).

La comparaison des champs de précipitations simulés à la climatologie fait apparaître de nombreux désaccords, avec des quantités précipitées généralement trop abondantes en Europe et en Asie ($\sim$1-2 mm.jour^{-1}), excepté en Asie du Sud-Est où, de même qu'en Amérique latine, le déficit se situe entre 1 et 4 mm.jour^{-1} (figure 3.4(b)). Ces différences soulignent la moindre compétence des MCGA à simuler les processus hydrologiques.

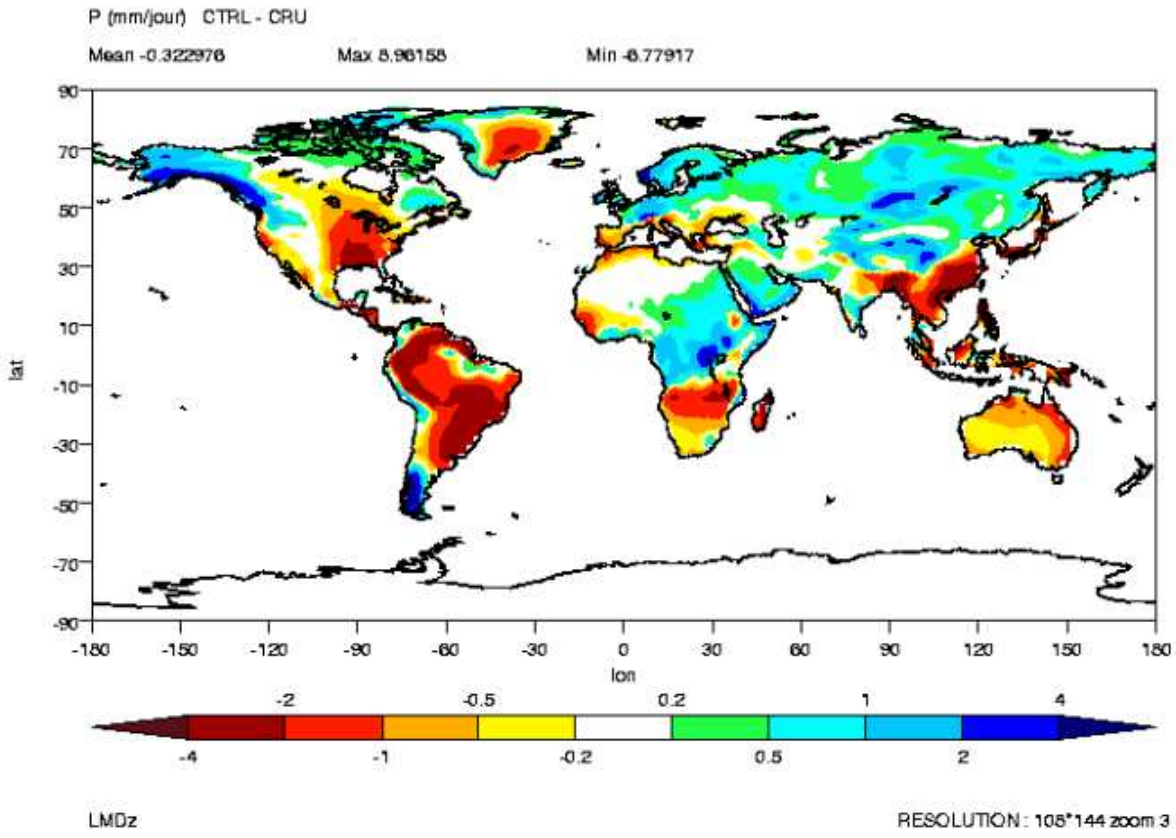
Des comparaisons pour l'Europe sont également proposées en figure 3.5. Le modèle présente un biais chaud, de l'ordre de 1 à 2^{o}C en Europe de l'Ouest, qui croît vers l'intérieur du continent. En revanche, du fait d'une orographie mieux décrite par la haute résolution spatiale, les anomalies sont limitées sur les Alpes, inférieures à 1^{o}C (figure 3.5(a)).

Les différences de précipitations entre les résultats de la simulation et les observations sont contrastées en Europe : le modèle simule un climat trop sec sur le pourtour méditerranéen mais trop arrosé en Europe de l'Ouest et du Nord, avec un biais maximum de l'ordre de $\pm$ 2 mm.jour^{-1} (figure 3.5(b)). Sur le bassin de Paris, ce biais est compris entre 0,2 et 1 mm.jour^{-1}, soit un excès de pluies annuelles moyennes qui peut représenter jusqu'à 30% des valeurs observées.

L'importance de ces biais est notable et met en évidence les incertitudes qui peuvent naître de l'utilisation des MCGA. La reconstruction d'un scénario d'évolution climatique, fondé sur une telle modélisation, est soumise à ces imprécisions, susceptibles de se répercuter en aval sur les termes du bilan hydrologique. En conséquence, les impacts climatiques sur les systèmes hydrogéologiques devront être évalués en terme de sensibilité des modèles de surface et des écoulements souterrains aux variations du forçage climatique au cours du temps.

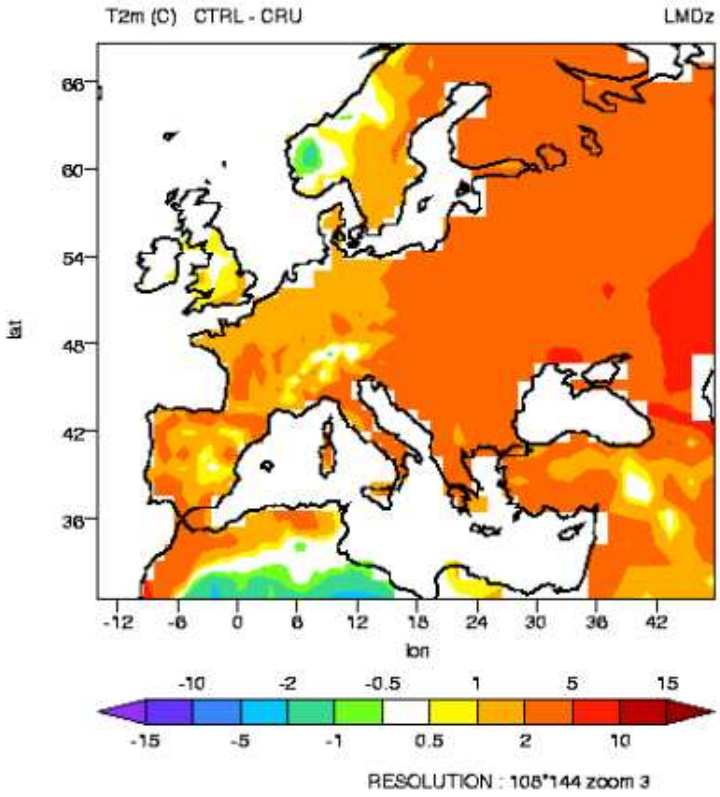


(a) Différences de températures moyennes annuelles (CTRL − CRU), en ^{o}C

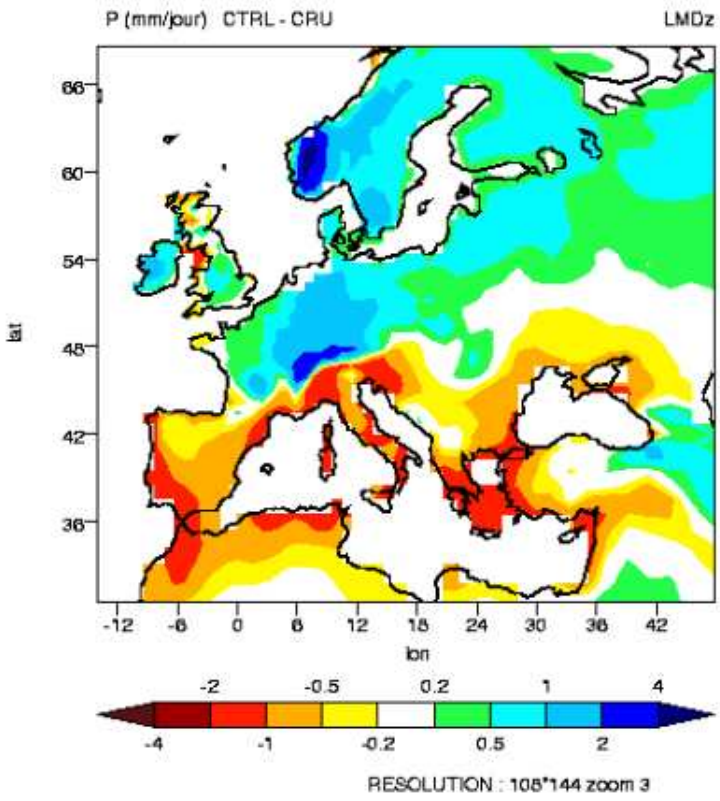


(b) Différences de précipitations moyennes annuelles (CTRL − CRU), en mm.jour^{-1}

FIG. 3.4 – Comparaison en domaine continental des champs de a) températures et de b) précipitations moyennes annuelles simulés par le modèle LMDZ haute résolution (LMDZHR) à la climatologie CRU (New et al. 1999), à l'échelle du globe.



(a) Différences de températures moyennes annuelles (CTRL − CRU), en ^{o}C



(b) Différences de précipitations moyennes annuelles (CTRL − CRU), en mm.jour^{-1}

FIG. 3.5 – Comparaison en domaine continental des champs de a) températures et de b) précipitations moyennes annuelles simulés par le modèle LMDZ haute résolution (LMDZHR) à la climatologie CRU (New et al. 1999), en Europe.

3.2 Simulations haute résolution du Dernier Maximum Glaciaire en Europe

Les reconstructions polliniques (Tarasov et al. 1999, Peyron et al. 2005) sont source d'une bonne connaissance de la nature du climat au Dernier Maximum Glaciaire en Europe de l'Ouest, soit il y a 21 000 ans, lors du dernier extremum froid expérimenté par ces contrées. Le climat hivernal était alors environ 20°C plus froid qu'actuellement et le climat estival de 5 à 10°C plus froid. D'après ces mêmes reconstructions, ce refroidissement s'est accompagné d'une aridité accrue, de l'ordre de 500 $mm.an^{-1}$ de moins en précipitation annuelle. Lors du précédent exercice de comparaison des résultats de seize modèles atmosphériques pour ce même climat (projet PMIP, Palaeoclimate Modelling Intercomparison Project, Joussaume et Taylor 1995), aucun de ces modèles ne s'est révélé capable de simuler un tel refroidissement hivernal et une telle aridification du climat de l'Europe de l'Ouest (Kageyama et al. 2001). Parmi les raisons de cet échec, la résolution relativement grossière de ces modèles a été avancée. En effet, les sites des reconstructions polliniques peuvent être influencés par leur environnement local, souvent à proximité de massifs montagneux qui sont mal représentés dans les modèles à basse résolution.

L'objet de l'article ci-inclus, publié dans Climate Dynamics, *"High-resolution simulations of the last glacial maximum climate over Europe: a solution to discrepancies with continental palaeoclimatic reconstructions?"* (Jost et al. 2005) est d'évaluer l'impact de la résolution des modèles sur la sensibilité du climat simulé au Dernier Maximum Glaciaire.

Pour ce faire, trois modèles utilisant des approches différentes permettant d'atteindre une résolution de l'ordre de 60 km en Europe ont été comparés aux données polliniques disponibles et en partie réévaluées (Peyron et al. 2005) : le LMDZ (IPSL) avec une grille zoomée sur le bassin de Paris, le modèle japonais CCSR1 (Center for Climate Research) à haute résolution sur tout le globe et le modèle régional HADRM (Hadley Centre) imbriqué dans le modèle de circulation générale atmosphérique HADAM. Ce projet d'intercomparaison, réalisé avec le soutien des modélisateurs du LSCE Masa Kageyama et Gilles Ramstein, est également le fruit d'une collaboration avec Daniel Lunt, Paul Valdes (BRIDGE, Université de Bristol), Ayako Abe-Ouchi (CCSR, Université de Tokyo) et Odile Peyron (LCE, Université de Franche-Comté).

Climate Dynamics (2005) 24: 577–590
DOI 10.1007/s00382-005-0009-4

A. Jost • D. Lunt • M. Kageyama • A. Abe-Ouchi
O. Peyron • P.J. Valdes • G. Ramstein

High resolution simulations of the last glacial maximum climate over Europe: a solution to discrepancies with continental palaeoclimatic reconstructions?

A. Jost
Université Pierre et Marie Curie, UMR 7619 Sisyphe,
Paris, France
E-mail: Anne.Jost@ccr.jussieu.fr
Tel.: +33-1-44278486
Fax: +33-1-44275125

D. Lunt • P.J. Valdes
Bristol Research Initiative for the Dynamic Global Environment
(BRIDGE), School of Geographical Sciences,
University of Bristol, Bristol, BS8 1SS United Kingdom

M. Kageyama • G. Ramstein
Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement,
IPSL, UMR CEA-CNRS, Gif-sur-Yvette, France

A. Abe-Ouchi
CCSR, The University of Tokyo, Japan

O. Peyron
Laboratoire de Chrono-Ecologie, CNRS UMR 6565,
Université de Franche-Comté, Besançon, France

Abstract

The analyses of low-resolution models simulations of the last glacial maximum (LGM, 21 kyr BP) climate have revealed a large discrepancy between all the models and pollen-based palaeoclimatic reconstructions. In general, the models are too warm relative to the observations, especially in winter, where the difference is of the order of 10^{o}C over western Europe. One of the causes of this discrepancy may be related to the low spatial resolution of these models. To assess the impact of using high-resolution models on simulated climate sensitivity, we use three approaches to obtain high-resolution climate simulations over Europe: first an atmospheric general circulation model (AGCM) with a stretched grid over Europe, second a homogeneous T106 AGCM (high resolution everywhere on the globe) and last a limited area model (LAM) nested in a low-resolution AGCM. With all three methods, we have performed simulations of the European climate for present and LGM conditions, according to the experimental design recommended by the Palaeoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). Model results have been compared with updated pollen-based palaeoclimatic indicators for temperature and precipitation that were initially developed in PMIP. For each model, a low-resolution global run was also performed. As expected, the low-resolution simulations underestimate the large cooling indicated by pollen data, especially in winter, despite revised slightly warmer reconstructions of the temperatures of the coldest month, and show results in the range of those obtained in PMIP with similar models. The two high-resolution AGCMs do not improve the temperature field and cannot account for the discrepancy between model results and data, especially in winter. However, they are able to reproduce trends in precipitation more closely than their low-resolution counterparts do, but the simulated climates are still not as arid as depicted by the data. Conversely, the LAM temperature results compare well with climate reconstructions in winter but the simulated hydrological cycle is not consistent with the data. Finally, these results are discussed in regard of other possible causes for discrepancies between models and palaeoclimatic reconstructions for the LGM European climate.

3.2.1 Introduction

Predictions of climate change are generally derived from coarse-scale general circulation models, with a typical gridbox generally around 300×300 km. However, in order to estimate many of the potential impacts of climate change, reliable climatic information is usually required at local and regional scale, at most 50×50 km. Climatic information on finer spatial scales over a region of particular interest can be provided by high-resolution global climate models (e.g. for the last glacial maximum (LGM), Kageyama et al. 2005) or models using a stretched grid (e.g. Déqué and Piedelievre 1995, Zhou and Li 2002) or regional climate models (e.g. Jones et al. 1997). Their ability to simulate climatic change can be validated against palaeoclimatic regimes that are very different from today. This approach has rarely been applied: Hostetler et al. (1994) used the nested technique to study the LGM climate of the western USA, Renssen et al. (2001) performed a simulation of the Younger Dryas climate in Europe with a nested regional climate model, and Pollard and Barron (2003) following Barron and Pollard (2002) compared simulations of the oxygen isotope stage 3 with LGM counterparts for Europe, based on a nested high-resolution mesoscale model. However, no studies comparing different high-resolution techniques have been published for palaeoclimate simulations.

The LGM is a relatively well-documented palaeoclimate period, which represents an example of an extreme cold climate. It involves large changes in surface boundary conditions to the atmosphere, namely sea-ice and ice sheet extent and height, sea-surface temperatures (SSTs), sea level and CO_2. The LGM climate has been the focus of quite a number of GCM studies (e.g. Rind 1987, COHMAP Members 1988, Pinot et al. 1999a, Dong and Valdes 2000, Kageyama et al. 2001). In the framework of the Palaeoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP) (Joussaume and Taylor 1995) numerous GCMs have been run to simulate the climate of the LGM using the same set of boundary conditions and a wide range of horizontal resolutions, the highest of which was T42 for spectral models and 96×72 for grid-points models. Comparison with consistent climate reconstructions established from pollen records has underscored the differences between the simulated and reconstructed hydrological cycle and temperatures. A large discrepancy between pollen-based estimates and model results has been observed over western Europe. The PMIP models underestimate the large cooling inferred from pollen data, especially in winter, by approximately 10°C. They also simulate conditions drier than today but not as dry as the

data indicate (Kageyama et al. 2001). Among the causes for such a discrepancy, the coarse resolution used in the PMIP experiments could explain a part of these differences (other possible reasons are discussed in last section). Indeed, a better resolved orography around sites of palaeoreconstructions, which are quite often near mountains, at least in western Europe, where the model data discrepancies are largest, is expected to produce results more suitable for comparison with palaeoclimatic data. Better resolved synoptic events that are characteristic of western European climate could also have a strong impact on the simulated results.

The objective of this study is to evaluate the impact of the model resolution on the simulated climate sensitivity to the imposed ice-age boundary conditions over Europe, through the use of three different high-resolution climate models. The Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) stretched grid atmospheric general circulation model (AGCM) (LMDZ), the Center for Climate Research AGCM (CCSR1) and the Hadley Centre regional model (HadRM) nested in the Hadley Centre atmospheric model (HadAM3), are run to simulate the European climate for both the present-day and the LGM. The precipitation and temperature outputs are compared both with a partly updated set of pollen-based reconstructions (Peyron et al. 1998, 2005, Tarasov et al. 1999) and lower resolution climate simulations using the same models. The influence of the model spatial resolution on the simulated temperature and precipitation fields is analysed. A discussion about other possible causes of model-palaeoclimatic reconstructions discrepancies concludes this study.

3.2.2 Models and experiments

Different methods can be used to perform a high-resolution climate simulation over a region. Three options are used in this study.

1. A high-resolution GCM with a stretched grid over Europe. The IPSL LMDZ atmospheric GCM designed at Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD, Paris), referred to as LMDZHR, uses a high-resolution (144 points in longitude, 108 points in latitude) stretched grid (Zhou and Li 2002, Li and Conil 2003). The gridbox size decreases to about 60 km over the European region at the expense of the gridpoints at the antipodes ("zoom" of factor three centred on Paris). The only difference with respect to the low-resolution version of the model is a shorter time step and a stronger horizontal diffusion to ensure numerical stability. This model was not part of the

PMIP exercise because it has been recently developed.

2. A global high-resolution GCM. The CCSR1 GCM (Numaguti et al. 1997) has been run at a resolution of T106, roughly equivalent to a $1^o \times 1^o$, with the same version of the model as in PMIP. When increasing the resolution, the orographic gravity-wave drag has been adjusted.

3. A limited area model (LAM) "nested" inside a global GCM. The HadRM LAM (Jones et al. 1995) has been configured for a domain extending from about 100^oW to 100^oE and from about 30^oN to 90^oN, at a resolution of about $0.44^o \times 0.44^o$, with a transformed grid in which the domain is centred on the equator. It is forced at its lateral boundaries by the Hadley Centre atmosphere-only AGCM, HadAM3, which has a horizontal resolution of $3.75^o \times 2.5^o$ (96×72). The AGCM and LAM use a similar formulation of the climate system. Changes made to the LAM include an adjusted horizontal diffusion, a reduced time step, a different value of $\mathrm{RH}_c rit$, which is the relative humidity in a gridbox at which clouds start to form, and small adjustments to the large-scale precipitation scheme, gravity-wave drag, and diffusion near orography.

For each of the high-resolution models, two separate simulations are performed, the first corresponding to the present day climate state, referred to as CTRL simulations, and the second corresponding to ice-age conditions. Equivalent present-day and LGM climate simulations have been performed with lower resolution versions of each model: 72×46 without using the "zoom" function of the model for LMDZ, T21 for CCSR1 and a 96×72 HadAM for HadRM. All simulations are summarised in Table 3.1. They use the same set of LGM boundary conditions, consistent with the PMIP experiments (http://www-lsce.cea.fr/pmip). The SSTs and sea-ice are prescribed based on "Climate: Long-range Investigation Mapping and Prediction" (CLIMAP 1981). The ice-sheet topography and orography are those of Peltier (1994), CO_2 concentration is set to 200 ppm and the orbital parameters are set to the 21 kyr BP values of Berger (1978). Due to the lack of realistic global reconstruction, vegetation changes have not been taken into account in these experiments, which use a modern vegetation cover. For the LMDZ and CCSR1 case, the AGCM is run for 11 years and a climatology is constructed by averaging over the last 10 years of the experiment. For HadAM, the climatologies were constructed from the last 6 years of a 14-year run for the present, and the last 5 years of a 9-year run for the LGM.

Table 3.1 – Summary of compared models and low and high resolution runs characteristics.

Model	Low resolution	High resolution	Simulation duration
LMDZ (IPSL)	72×46[a] LMDZLR	Zoom×3 144×108[a]	10-year (1 year spin-up)
CCSR1 (CCSR)	T21 CCSR1-T21	T106 CCSR1-T106	10-year (1 year spin-up)
HadAM	96×72[a] HadAM	0.44°×0.44° HadRM	6-year (present), 5-year (LGM)
(Hadley Centre)			8-year spinup (present),
			4-year spinup (LGM)

[a]Resolution is indicated in points in latitude × points in longitude

3.2.3 Pollen-based reconstructions

As in Kageyama et al. (2001), model results will be compared with European climatic estimates based on the pollen records (Peyron et al. 1998, Tarasov et al. 1999), except for two archaeological sites from Ukraine (Anetovka II and Korman) where pollen spectra might be affected by the local vegetation disturbances (Kislov et al. 2002). The mean temperature of the coldest month (T_{cold}), the mean annual temperature (T_{ann}), the mean temperature of the warmest month (T_{warm}), and the annual precipitation (P_{ann}) have been reconstructed from pollen data. Previous LGM climatic reconstructions were mainly based on modern pollen samples from Kazakhstan steppes (Peyron et al. 1998). Here, the calibration is based on a new modern pollen dataset, which has been compiled in order to compensate for the lack of good modern pollen analogues for past key periods such as the LGM (Peyron et al. 2005). It is of note that estimates of T_{warm} that were previously only reconstructed for central Europe and western Siberia (Tarasov et al. 1999) are now also available for western Europe.

The main principle and the different steps of the plant functional types (PFT) method are fully described in Peyron et al. (1998). The PFT method is a transfer function in which the pollen percentages are first transformed into PFT scores. PFT scores derived from the modern pollen samples are then calibrated in terms of climatic parameters. In this procedure, the calibration between the scores of PFT and climate parameters is achieved by non-linear regression using artificial neural networks (computer systems able to predict new observations from other observations after executing a process of "learning"). The network has been calibrated by randomly extracting with replacement 868 samples from the modern dataset and then verified on the unused samples. Following a bootstrap procedure,

this is repeated 30-times to obtain a statistically valid estimate of the error rates. The calibration is then applied to the fossil pollen scores to infer the palaeoclimate estimates. To evaluate the reliability of the method, the climate parameters for each sample were estimated using the other modern samples. The difference between present-day climate data at the pollen sites and the estimated climate at each site indicates the quality of the method. As the method has high coefficients of T_{warm} correlation between the observed and estimated parameters calibration: 0.88, T_{warm} verification: 0.87, root mean square error (RMSE): 3.1^{o}C; T_{cold} calibration: 0.940, T_{cold} verification: 0.934, RMSE: 5.46^{o}C; P_{ann} calibration: 0.81, P_{ann} verification: 0.80, RMSE: 212 mm/year), the method appears to be reliable for the interpretation of palaeoclimate change. As expected, the correlation between observations and reconstructions is excellent for the temperature variables but lower for the hydrological parameter.

Reconstructions obtained here are different from the previous ones over south-western Europe, a region where the PMIP model results are too warm, especially in winter (by at least 5^{o}C warmer), and too wet (by as much as 750 mm/year), compared to the data (Kageyama et al. 2001). The new estimates of LGM climatic conditions obtained from the new modern pollen dataset argue for a much colder climate than the present one, but not as cold as previously reconstructed. The new T_{cold} are around 5^{o}C warmer than before, i.e. colder than today by as much as $15-25^o$C over south-western Europe (Fig. 3.6). These new values are still in the large interval of the previous reconstructions but the error bars on the reconstructions have been narrowed from about 10^{o}C to 5^{o}C, especially in western Europe. The LGM T_{warm} deduced from the pollen data at the same sites are colder than today by $5-10^o$C over south-western Europe (Fig. 3.7). The longitudinal trend in the anomalies in temperatures and precipitation (Fig. 3.9 and 3.10), i.e. decreasing cooling and drying from the south-west to the north-east of Europe, is maintained as previously observed (Peyron et al. 1998), but is weaker.

An additional pollen reconstruction based on another quantification method has been added to complete the data base of Peyron et al. (1998). Indeed, it differs from the previous ones insofar as it originates from a marine core of the Gulf of Lions (MD99-2349; 42^{o}49.27'N; 3^{o}43.43'E; Beaudouin 2003). This site allows to investigate the palaeoclimate of plains from southern France (i.e. from Spain to the Rhône river and the area of the Gulf of Lions now covered by the sea (altitude up to -100 m depth)) as the pollen collected in such sediments is representative of regional flora (Heusser 1988, Van der Kaars and

De Deckker 2003). In contrast, continental data record a local signal (Hicks 2001), and therefore palaeoclimatic data are characteristic of higher altitudes, from approximately 50 (Castiglione and Tenaghi Philippon) to ∼1,600 m (Lago Ajo). It is worth noticing that the marine quantifications based on the best analogues method (Guiot 1990) are similar to the continental quantifications based on the PFT method (Peyron et al. 1998).

3.2.4 Simulation results over Europe for the LGM

3.2.4.1 Low-resolution simulation results and comparison with updated pollen reconstructions

The analyses of model results, and model-data comparisons, are performed over a sector extending from 15°W to 50°E and between 30°N and 70°N, as shown in Fig. 3.9, for the mean temperature of the coldest month. This domain is shared by the three high-resolution runs and is the place where the largest model-data discrepancies were observed.

All three low-resolution GCMs are in agreement regarding a general cooling (Fig. 3.9) and a reduced hydrological cycle (Fig. 3.10), in response to glacial boundary conditions, i.e. they reproduce the major characteristics of the LGM climate. They lie within the spread of the earlier LGM PMIP models results (Kageyama et al. 2001). As far as the runs are produced with the same boundary conditions and similar resolutions, these results are not surprising. Therefore, and despite the warmer reconstructed T_{cold} over the Mediterranean area and western Europe, each of the three models underestimates the cooling depicted by the data, by at least a few °C and by around 10°C over south-western and eastern Europe (Figs. 3.6 and 3.9; Table 3.2). However, the discrepancy between models and data has decreased since the work by Kageyama et al. (2001), principally due to the new data calibration. The range of the model-simulated T_{cold} anomalies varies between -4°C and -15°C over south-western Europe, whereas the reconstructed ones are generally in the order of -15°C to -25°C.

The amplitude of the T_{warm} anomalies ranges from 0°C to -15°C, consistent with the pollen data, especially when taking the error bars of both models and data into account (Fig. 3.7). This broad agreement reflects the models' ability to simulate the summer period, whereas large model-data discrepancies are observed in winter time. Therefore, the models do not represent the seasonal cycle properly.

The reconstructed mean annual temperature anomalies, LGM-present (not shown), are

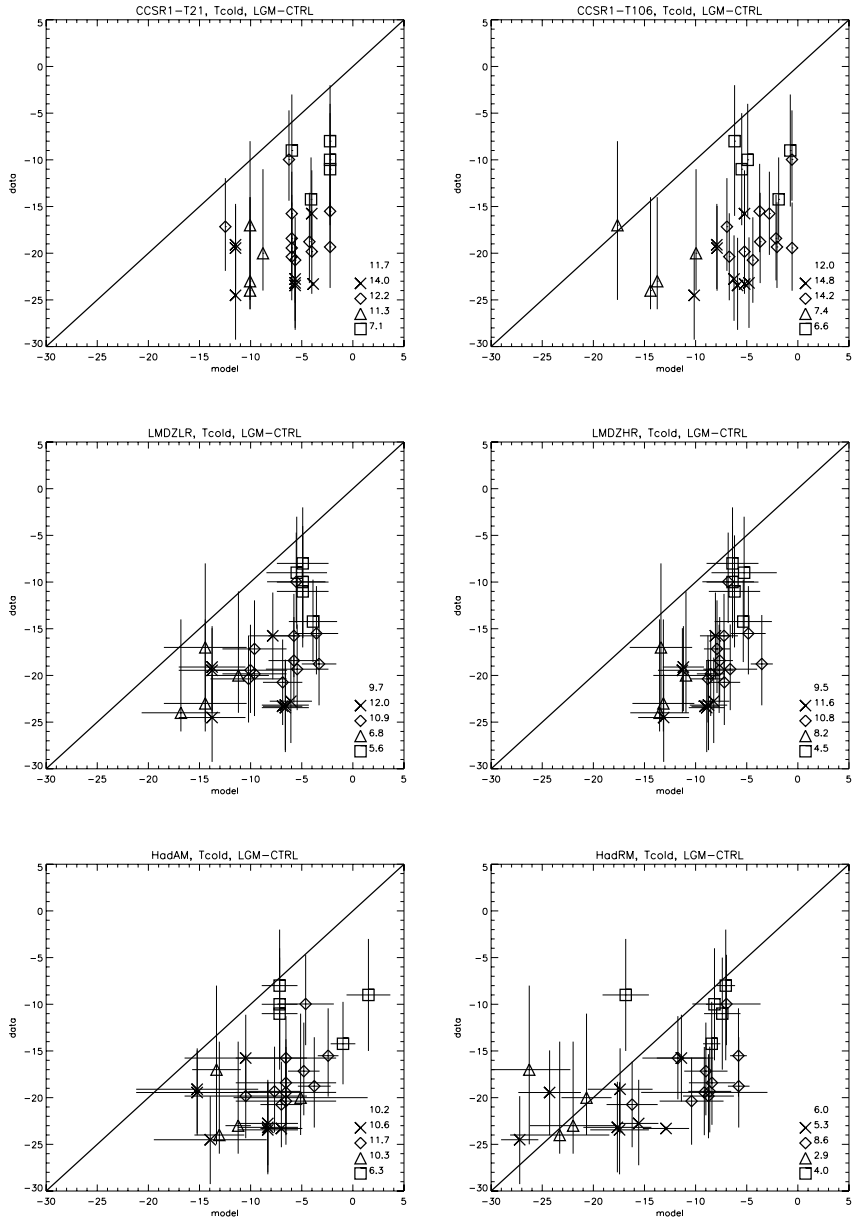


FIG. 3.6 – LGM mean temperature of the coldest month, anomalies from the present climate, in ^{o}C. Models results ($x-axis$) are compared to pollen-based indicators ($y-axis$) from Peyron et al. (2005), Beaudouin (2003) and Tarasov et al. (1999). Western Europe (15°W 15°E, 42.5°N 70°N) (*crosses*), the Mediterranean area (15°W 15°E, 30°N 42.5°) (*diamonds*), Eastern Europe (15°E 50°E, 45°N 70°N) (*triangles*) and the Black Sea area (37°E 50°E, 30°N-45°N) (*squares*) are distinguished. In the right bottom, *numbers* indicate mean absolute errors, for the whole domain and for each cited region. *Horizontal bars* represent model standard deviations of interannual variability and *vertical bars* uncertainties in data reconstruction.

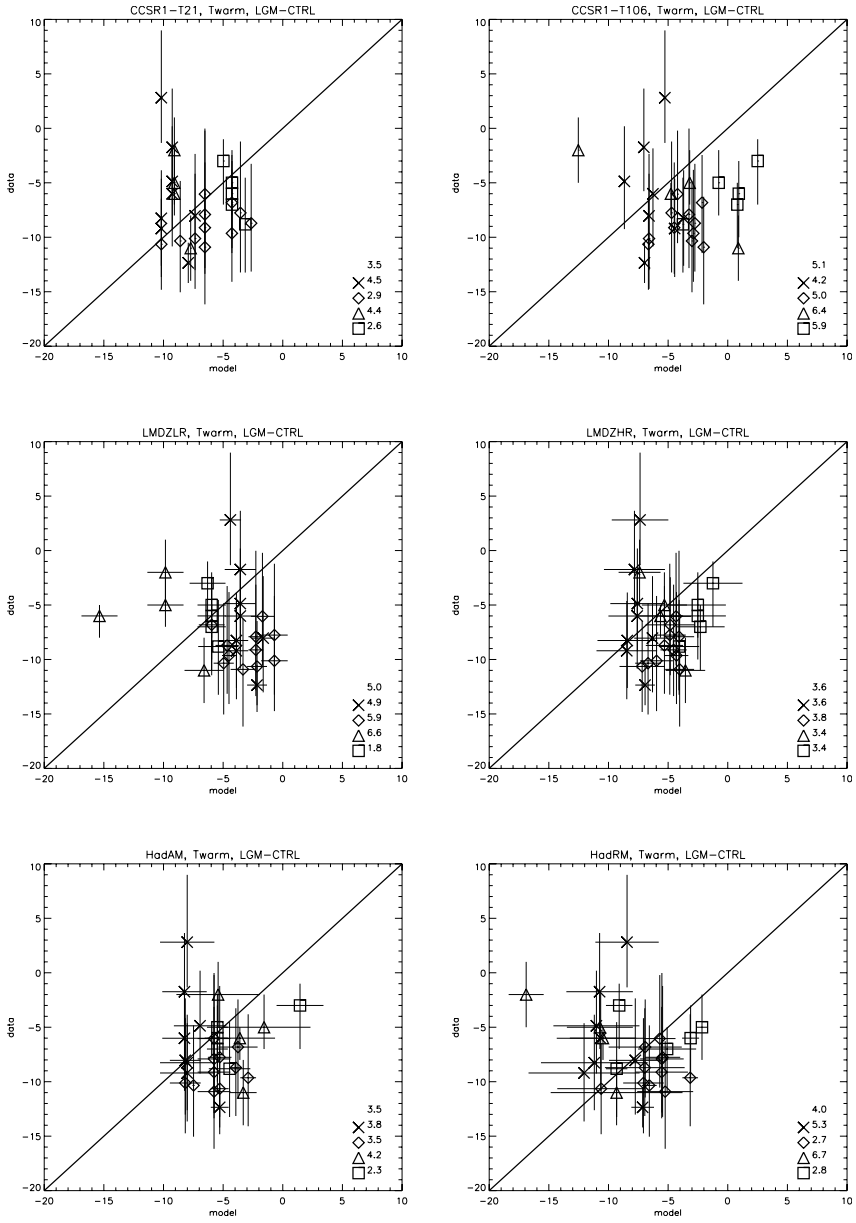


FIG. 3.7 – Same as for Fig. 3.6 but the mean temperature of the warmest month, in ^{o}C.

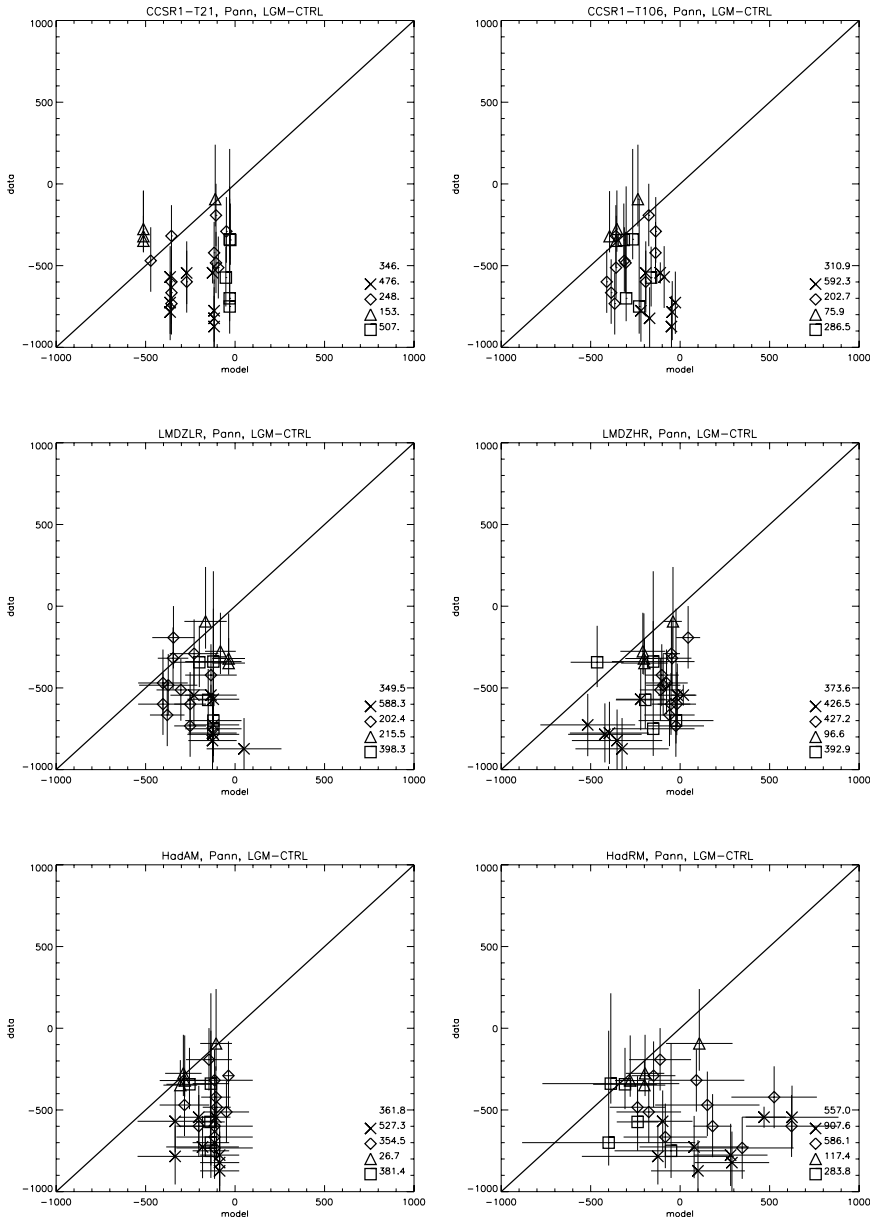


FIG. 3.8 – Same as for Fig. 3.6 but the annual mean precipitation, in mm/year.

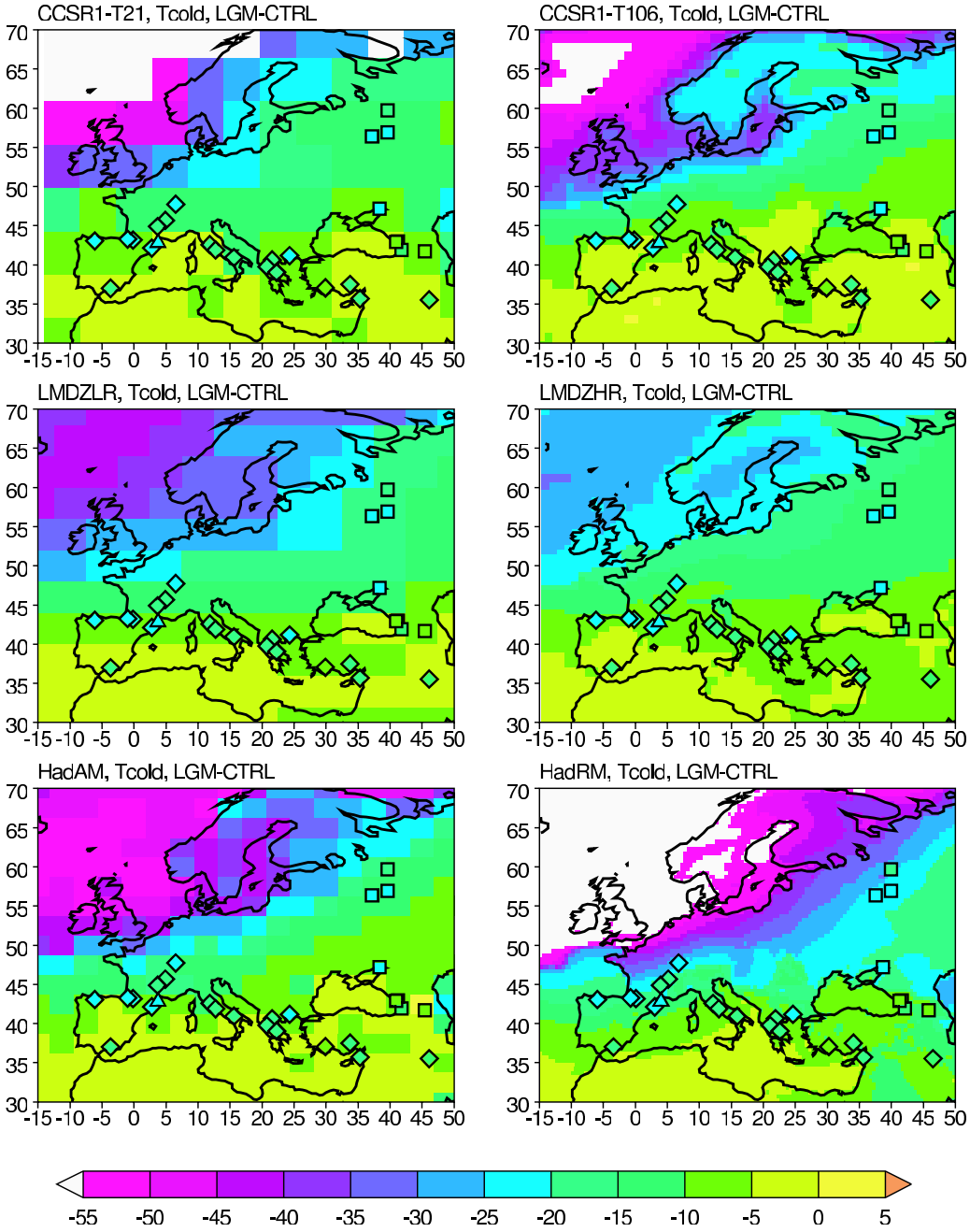


FIG. 3.9 – LGM mean temperature of the coldest month, anomalies from the present climate, in ^{o}C. Climate indicators as reconstructed by Peyron et al. (2005) (*diamonds*), Beaudouin (2003) (*triangle*) and Tarasov et al. (1999) (*squares*).

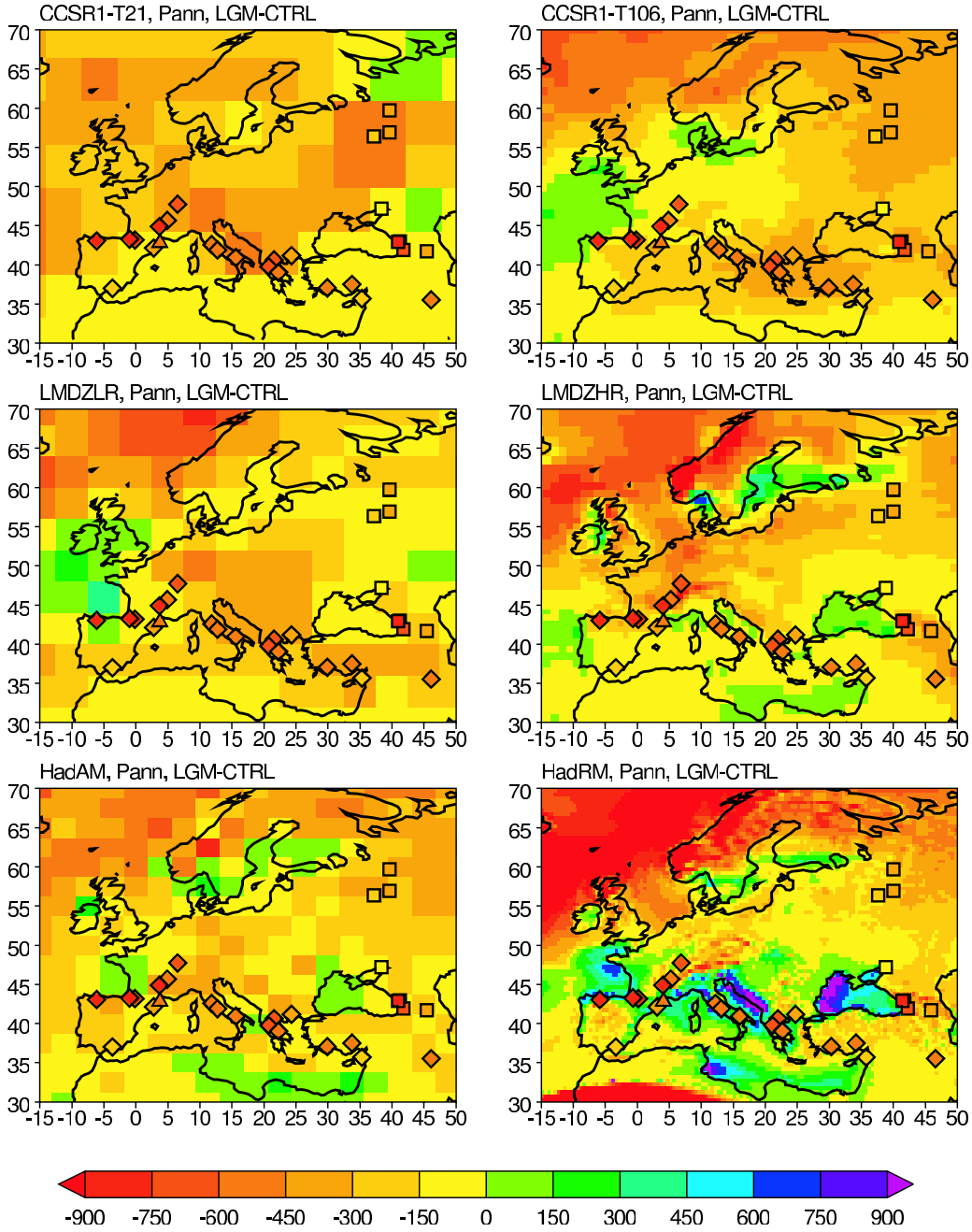


FIG. 3.10 – LGM annual mean precipitation, anomalies from the present climate, in mm/year. Climate indicators as reconstructed by Peyron et al. (2005) (*diamonds*), Beaudouin (2003) (*triangle*) and Tarasov et al. (1999) (*squares*).

Table 3.2 – Summary of mean absolute errors per model: anomalies from the present climate.

Simulation	Low resolution			High resolution		
Model	LMDZLR	CCSR1-T21	HadAM	LMDZHR	CCSR1-T106	HadRM
Tcold (^{o}C)	9.7	11.7	10.2	9.5	12.0	6.0
Twarm (^{o}C)	5.0	3.5	3.5	3.6	5.1	4.0
Pann (mm/year)	349	346	361	374	311	557

not as large as for the coldest month temperature anomalies, and the differences between model results and climate reconstructions are less for this variable.

As regards precipitation, the low-resolution models' behaviour is comparable to models in the PMIP exercise. The models' precipitation patterns for the LGM conditions are a ∼30 % large decrease over Europe compared to the CTRL experiments, but the simulated precipitation anomalies remain underestimated compared to the reconstructions, particularly over western Europe (by as much as ∼800 mm/year) (Figs. 3.8 and 3.10).

3.2.4.2 High-resolution model results

3.2.4.2.1 Surface temperature We begin by considering the difference in surface temperature associated with resolution for the three models. Taking into account absolute CTRL or LGM results, high-resolution models and the LAM are able to reproduce a higher spatial variability (Fig. 3.11, for CTRL T_{cold}), especially related to orographic features, which are not resolved in coarse resolution models, like the Alps (altitude difference of around 1,500 m between high and low resolution, and -10^oC colder in winter). However, by comparing the three high-resolution runs to their low-resolution counterparts and to the palaeodata in terms of LGM−CTRL anomalies (Fig. 3.9), it appears that the LAM has a different behaviour compared to the high-resolution GCMs. The LMDZHR and the CCSR1-T106 simulations are very similar on a continental scale to their lower resolution counterpart. The model-data comparison shows the same underestimation of the surface air cooling, the absolute error for cold between model and data on the entire sector ranging from around 9.5^{o}C to 12^{o}C (Fig. 3.6; Table 3.2). Even if the uncertainties of the temperature reconstruction (shown as vertical bars on Fig. 3.6) and the interannual variability simulated by the models (horizontal bars show standard deviation around

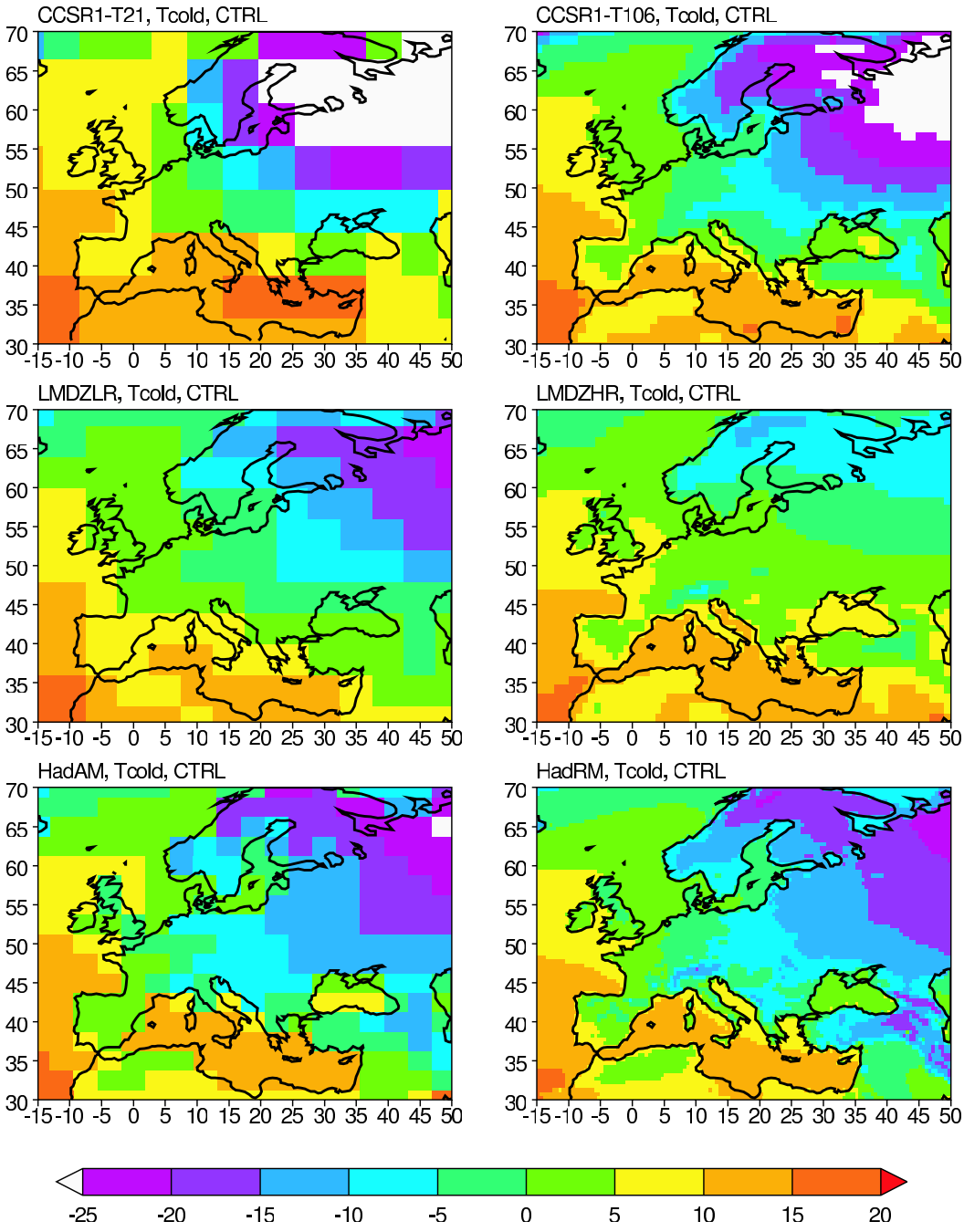


FIG. 3.11 – CTRL mean temperature of the coldest month, in °C.

the averaged temperature on Fig. 3.6) are significant, the conclusion that these models are not able to simulate temperatures as cold as shown by the reconstructions still holds. Therefore, the structure of the temperature perturbation associated with glacial boundary conditions does not depend on the resolution, and the discrepancy between the simulated cooling and the T_{cold} derived from pollen, especially for winter, is still to be explained.

The HadRM−HadAM comparison leads to different conclusions. It can clearly be seen from the temperatures of the coldest month anomaly field (Figs. 3.6 and 3.9) that the HadRM considerably improves the temperature pattern and is able to produce a cooling of more than -25^oC, in broad agreement with the reconstructions (mean absolute error of 6^oC compared to 10.2^oC for HadAM, Table 3.2). The most noticeable differences occur in winter. In the HadRM LGM simulation, the temperatures of the warmest month also become colder than both the other models simulations, and for some points even colder than the reconstructions over western and eastern Europe (but they still mostly remain in the range of the palaeoreconstructions uncertainties, see Fig. 3.7).

Mechanisms for temperature changes in western Europe in the HadRM LGM simulation are likely to be linked to a drastic cooling occurring over the North Atlantic sea-ice extension (from about -15^oC to -25^oC colder than at low resolution), advected over the continent by surface winds. The reason for the very cold sea-ice in the HadRM LGM simulation appears to be directly related to the high resolution. A similar effect is seen in the present-day HadRM simulation with prescribed SSTs, in which the surface air temperature over the open ocean is about 1^oC lower than in the global model. A similar bias was also noted by Jones et al. (1995), who found an annual mean cooling of the sea-surface of 16 W/m^2 in the regional model compared to the global model. In the LGM case, in which sea-ice is imposed at mid-latitudes and surface temperature over sea-ice is computed in the atmospheric model and not prescribed, the sensitivity of surface temperature to the resolution is much larger. Several reasons could be responsible for this higher sensitivity. At the beginning of the sea-ice season, the temperature over sea-ice in HadRM could settle in a very cold mode because of albedo feedbacks (albedo of 0.5 at 0^oC, 0.8 at -10^oC). This is not seen in the modern simulation using HadRM because the sea-ice edge is located much further north. It is highly probable that the fact that sea-ice stands in regions of high winds is also responsible for this high sensitivity to resolution. In the modern run, this situation does not exist: the best analogue would be using the regional model near Antarctica, but this has not been performed so far.

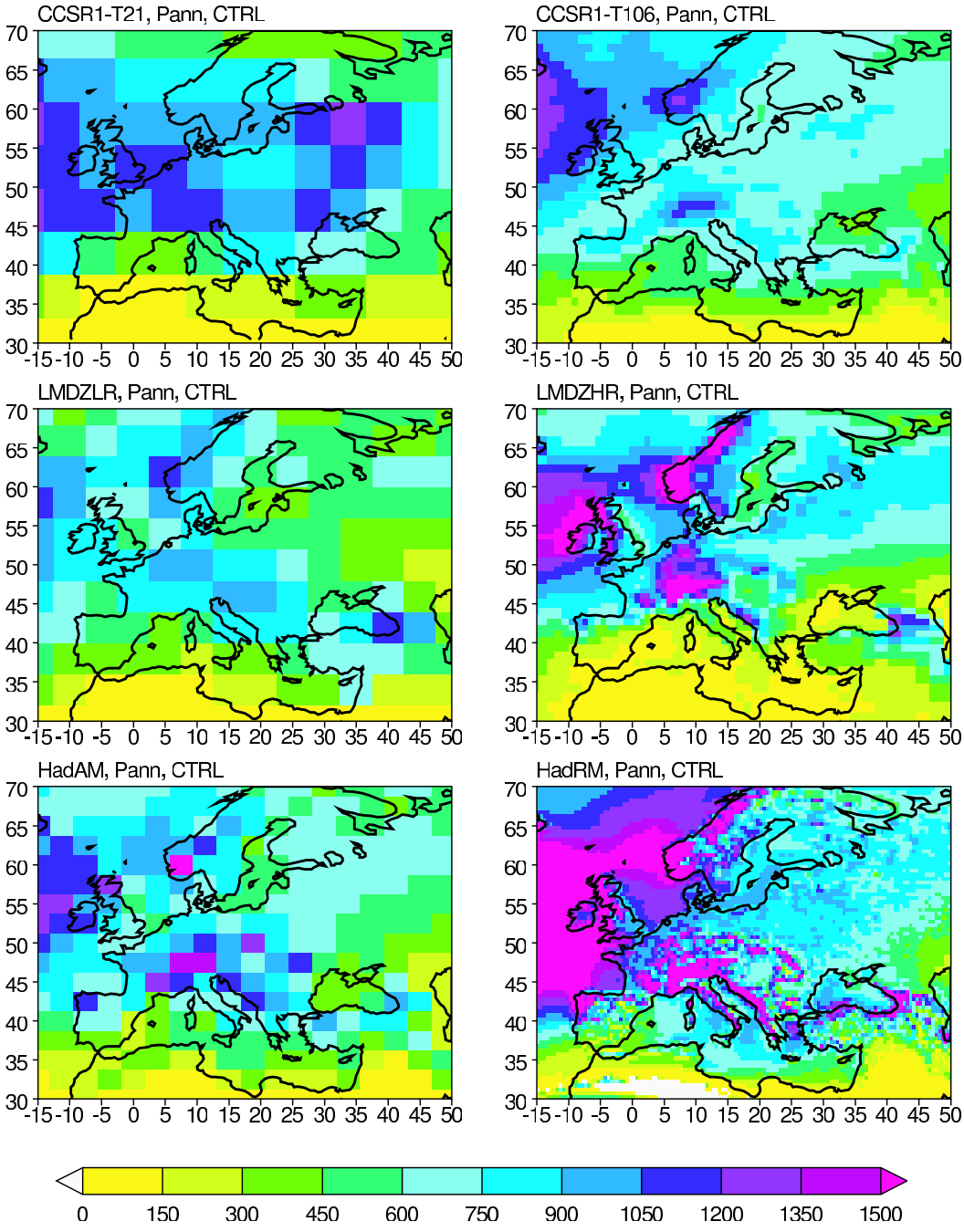


FIG. 3.12 – CTRL annual mean precipitation, in mm/year.

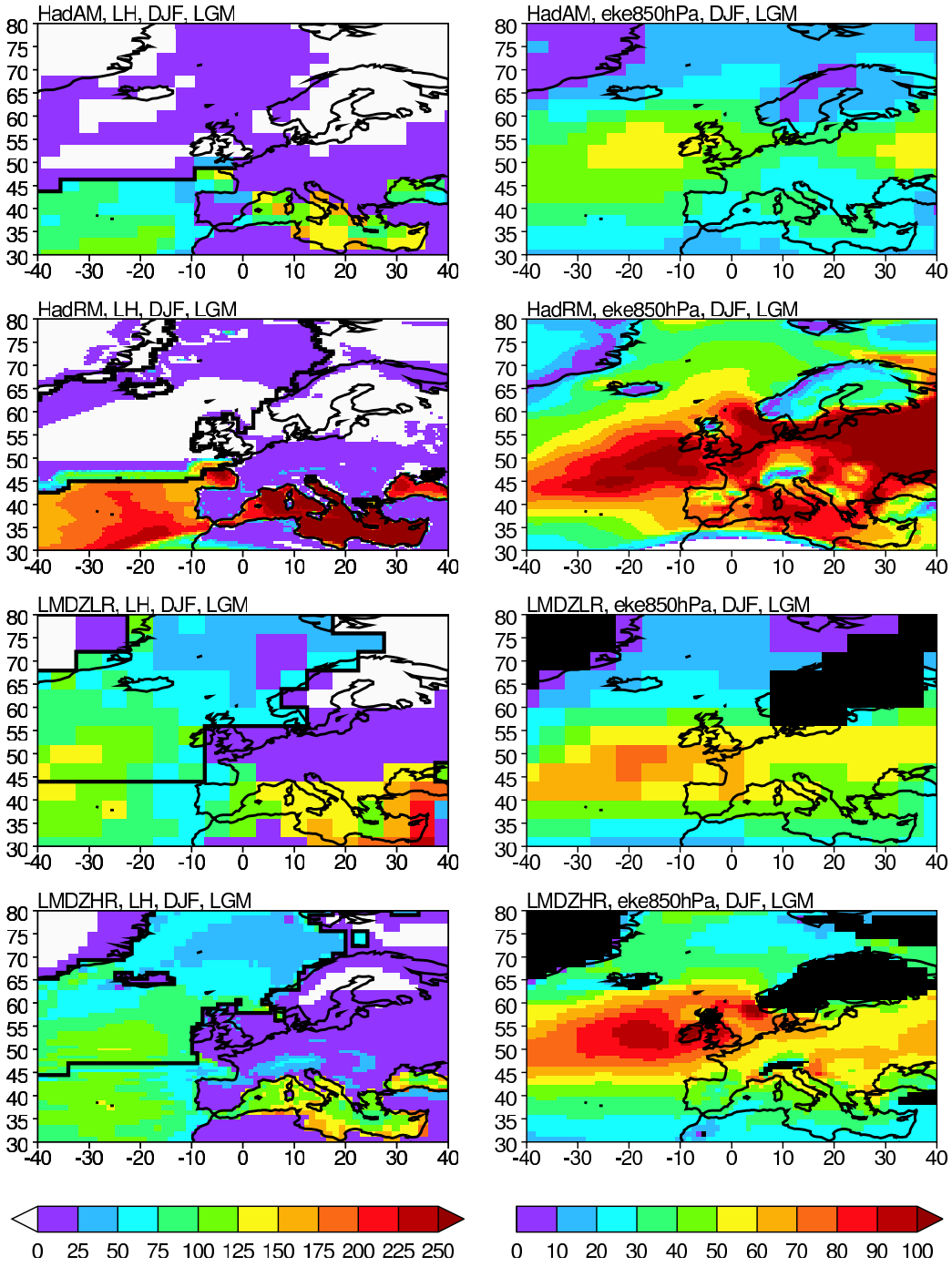


FIG. 3.13 – HadAM and HadRM LGM vertical latent heat flux in W/m^2 (positive from surface to atmosphere) and 850 hPa total transient eddy kinetic energy in m^2/s^2, in winter (*DJF*), compared to their LMDZLR and LMDZHR counterparts. *Thick black line* on heat flux figures corresponds to the sea-ice southern limit.

3.2.4.2.2 Precipitation rate There is a significant difference in the regional climate response to the ice-age boundary conditions with the increase in resolution in terms of surface hydrological changes. In general, the model verification against the pollen-based record shows an improvement in models' ability to reproduce the spatial pattern of precipitations. This is true for CCSR1-T106, with errors ranging between 76 mm/year and 280 mm/year, except over western Europe, where model-data discrepancy increases (Figs. 3.8 and 3.10; 3.2). In contrast, LMDZHR precipitation pattern significantly improves over western Europe, the model-data discrepancy decreasing to ∼400 mm/year, whereas it increases over the Mediterranean area by around 250 mm/year (Figs. 3.8 and 3.10).

These differences between low- and high-resolution runs can partly be explained by the impact of a better resolved topography, which improves the orography-induced precipitation. The precipitation values simulated by the higher resolution models clearly show this influence since the highest values are produced in mountainous regions and upstream from the ice sheets (Fig. 3.12, for CTRL). The redistribution of precipitation occurring with finer resolution may not only be due to an improved surface elevation, but also through the impact of better resolved small-scales dynamics than with more conventional grids. Indeed, the European climate is strongly influenced by the perturbations of the atmospheric circulation in particular in winter and at LGM, when large-scale precipitation is more important than convective precipitation (Kageyama et al. 1999). Higher resolution allows a better simulation of both the structure and intensity of storms passing over the North Atlantic (as indicated from the 850 hPa total transient eddy kinetic energy), as shown on Fig. 3.13 for LMDZ and HadAM/HadRM.

In contrast to CCSR1-T106 and LMDZHR, the HadRM annual mean precipitation anomaly pattern reveals a high spatial variability, due to abnormally high LGM precipitation, which tends to deteriorate the signal of the low-resolution simulation. Positive LGM−CTRL anomalies are simulated over the west coasts, from +120 mm/year up to more than +900 mm/year compared to the CTRL experiment, over western Europe and the Mediterranean area (Figs. 3.8 and 3.10). Biases in the comparison with data tend to increase over these regions (∼900 mm/year over western Europe, almost 650 mm/year over the Mediterranean area).

The high LGM−CTRL precipitation anomaly over the western coasts of North Atlantic and the Mediterranean in the HadRM simulation (Fig. 3.10) is not surprising given the cold air, which is advected from the regions of very cold sea-ice in the North Atlantic.

HadRM 850 hPa total transient eddy kinetic energy is approximately double than in the lower resolution simulation and 10−30 m^2/s^2 higher than its LMDZHR counterpart, which also shows an increase in storminess compared to low-resolution LMDZLR run, even if it is weaker (Fig. 3.13). This increased storminess in the high-resolution experiments is associated to increased sensible (not shown) and latent heat fluxes (Fig. 3.13, which shows that HadRM latent heat fluxes over the Atlantic ocean south of the sea-ice edge and over the Mediterranean are greater than LGM HadAM, LMDZLR or LMDZHR fluxes by up to 300 W/m^2) that lead to higher precipitation over the Mediterranean and the French and Spanish Atlantic coasts. Sensible and latent heat fluxes show that the model is acting against the prescribed SSTs over these regions. It is possible that the SSTs in the Mediterranean in the CLIMAP dataset are too warm compared to the temperature of the advected air masses, and that colder temperatures would result in a better agreement with the pollen data.

3.2.5 Discussion and conclusion

In this study, we have investigated the impact of model resolution in regional climate modelling by comparing the ability of three high-resolution climate models, to reproduce a very different climatic situation from today, i.e. the extremely cold and arid climate of the LGM, for which enough data are available to compare low-and high-resolution runs. The higher resolution gives more detailed climatic information, with a spatial scale more appropriate to compare with local data. Nevertheless, it has been shown that the temperature patterns simulated by high-resolution GCMs, CCSR1-T106 and LMDZHR, were in the range of the low-resolution PMIP models responses and that in the end, the resolution could not explain the large discrepancy between model and data. On the other hand, as expected and already demonstrated in regional climate studies (Déqué and Piedelievre 1995, Renssen et al. 2001), the precipitation pattern is reproduced with a generally better accuracy by increasing the resolution, especially over mountain areas, due in particular to a more realistic topography. Precipitation biases encountered in GCMs simulations when looking at the European scale are also reduced.

The performance of the HadRM LAM, nested in the HadAM GCM, differs from the latter high-resolution models insofar as it simulates temperature fields that are in much better agreement with palaeodata than the driving GCM counterpart. It is the first time, to

our knowledge, that such cold temperatures consistent with data are reproduced in winter. However, this improvement applies mainly to the temperature of the coldest month at the expense of the precipitation field.

The intense LGM precipitation over the western coasts of Europe and the Mediterranean could be related to SSTs, which are too warm compared to the overlying air. It could also be that the atmospheric temperatures are in fact very cold resulting from too cold temperatures at the sea-ice surface. A comprehensive dataset of surface temperatures over sea-ice (for instance for present-day southern oceans over which there are significant sea-ice cover and strong storms) would allow some model validation to be carried out for the regional model. This would imply running this model over southern ocean regions, which would be a good test but is beyond the scope of the present study.

Apart from the GCM coarse resolution, several other reasons can account for the model-data disagreement and would require further investigation. They are related to both the boundary conditions imposed on the models and the internal model physics or missing mechanisms in the models. The experimental design involves in particular:

The imposition of prescribed SSTs The SSTs have already been mentioned as a cause for model-data disagreement, in relation to the possibility that the Mediterranean SSTs are warmer. Furthermore, CLIMAP SSTs have been criticised for being too cold over the North Atlantic (Weinelt et al. 1996). In particular, the new reconstructions of the Atlantic SSTs at the LGM presented by Sarnthein et al. (2003) reveal in particular a reduced sea-ice cover during winter. The sensitivity of GCMs to changes in North Atlantic SSTs has demonstrated that warmer North Atlantic SSTs induce warmer temperatures over western Europe than in the PMIP experiments (Pinot et al. 1999b): the imposed temperature anomalies are simply advected over western Europe. Therefore, in the present knowledge, more realistic SSTs would probably not help the models getting in better agreement with the cold reconstruction of the temperature of the coldest month over Europe.

The ice-sheet reconstruction A new global ice-sheet reconstruction is now available (Peltier 2004). It differs significantly from the previous version at all locations that were glaciated at LGM. These changes include in particular a higher Laurentide ice-sheet by in average 500 m and a higher Fennoscandian ice-sheet by a few hundred meters, which is more extensive around the British Iles than the previous one but is much less extensive over northern Russia. These higher ice-sheets will certainly have an impact on the atmospheric circulation and hence, on the temperatures over Europe (Kageyama and Valdes 2000).

Furthermore, it could be worth testing the influence of a small ice cap on the Alps in a high-resolution run over Europe. Indeed, there are quite a few of data points near by the Alps.

The lack of accurate vegetation reconstructions in the models Experiments including the large LGM vegetation changes improved the simulated temperatures by causing an additional $1-2^{o}$C cooling over Europe (Crowley and Baum 1997, Kubatzki and Claussen 1998). These studies used a present-day potential vegetation cover for their CTRL experiments. This means that Europe is mainly covered by forests. In the CTRL and LGM simulations of the present study, we use modern vegetation cover, i.e. mostly crops and prairies over Europe. The impact of steppe-like LGM vegetation might only have a weaker impact on the simulated temperature than in the studies of Crowley and Baum (1997) and Kubatzki and Claussen (1998).

The role of permafrost The main expectation of permafrost effect is that it affects soil hydrology by creating high soil moisture and may therefore temper the heating of the air, especially during summertime. By forcing a GCM to maintain a frozen soil in a simulation of the Younger Dryas, Renssen et al. (2000) obtained a decrease of the summer temperatures in Eurasia by $4-8^{o}$C. However, this cooling applies to the summer temperatures for the most part. Furthermore, recent results from Poutou (2003) based on the introduction of an interactive scheme of soil freezing in a GCM have shown the weak influence of permafrost feedbacks in the context of a cold glacial state.

Further experiments based on fully coupled atmosphere-ocean-vegetation models within the second phase of PMIP (PMIPII, Harrison et al. 2002, Braconnot et al. 2003) will also be needed to examine in detail feedbacks of the above-mentioned mechanisms.

These results represent a first step in addressing the high-resolution model ability to simulate a drastic climate change. They provide qualitative information about how the use of a high resolution can have impact on a simulated climatic change. Further research should include the analyse of the high-frequency variability or storm-tracks analysis and study how high-resolution climate models can simulate extreme events. In addition, it could be worth analysing periods in which the models simulate temperatures as cold as given by the data. A challenge to the sea-ice community is to provide datasets of temperatures of the surface of sea-ice for the modern, which can be used to better constrain model simulations.

Acknowledgements

We are grateful to C. Beaudouin (University of Lyon 1, France) for the reconstruction of the marine data point from the Gulf of Lions core and P. Tarasov (Alfred-Wegener-Institute for Polar and Marine Research, Potsdam, Germany) for his contribution to the discussion about the new calibration dataset. We are also grateful to the reviewers for their constructive comments and helpful suggestions on the manuscript. We thank the British Council for supporting a meeting between the different participants who contributed to this work. This work was supported by PNEDC Vagalam, GICC MedWater, European programme MOTIF and PNRH.99/35 and 01/44 projects.

Bibliography

Barron E, Pollard D (2002) High-resolution climate simulations of Oxygen Isotope Stage 3 in Europe. Quaternary Res 58: 296–309

Beaudouin C (2003) Effets du dernier cycle sur la végétation de la basse vallée du Rhône et sur la sédimentation de la plate-forme du golfe du Lion d'après la palynologie. Ph.D. thesis, Claude Bernard University of Lyon 1, 417 pp

Berger A (1978) Long-term variations of daily insolation and quaternary climatic changes. J Atmos Sci 35: 2362–2367

Braconnot P, Joussaume S, Harrison S, Hewitt C, Valdes P, Ramstein G, Stouffer R, Otto-Bliesner B, Taylor K (2003) The second phase of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIPII). Clivar Exchanges 28: 19–20

CLIMAP (1981) Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum. Map Chart Series MC–36, Geological Society of America, Boulder, Colorado

COHMAP Members (1988) Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. Science 241: 1043–1052

Crowley T, Baum S (1997) Effect of vegetation on an ice-age climate model simulation. J Geophys Res 102: 16,463–16,480

Déqué M, Piedelievre JP (1995) High resolution climate simulation over Europe. Clim Dyn 11: 321–339

Dong B, Valdes P (2000) Climates at the Last Glacial Maximum: influence of model horizontal resolution. J Clim 13: 1554–1573

Guiot J (1990) Methodology of palaeoclimatic reconstruction from pollen in France. Palaeogeogr Palaeocl 80: 49–69

Harrison S, Braconnot P, Joussaume S, Hewitt C, Stouffer R (2002) Fourth international workshop of the Palaeoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP): launching PMIP Phase II. EOS

Heusser L (1988) Pollen distribution in marine sediments on the continental margin of northern California. Mar Geol 80: 131–147

Hicks S (2001) The use of annual arboreal pollen deposition values for delimiting tree-lines in the landscape and exploring models of pollen dispersal. Rev Palaeobot Palyno 117: 1–29

Hostetler S, Giorgi F, Bates G, Bartlein P (1994) Lake-atmosphere feedbacks associated with paleolakes Bonneville and Lahontan. Science 263: 665–668

Jones R, Murphy J, Noguer M (1995) Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. 1. Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. Q J R Meteorol Soc 121: 1413–1449

Jones R, Murphy J, Noguer M, Keen A (1997) Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. 2. Comparison of driving and regional model responses to a doubling of carbon dioxide. Q J R Meteorol Soc 123: 265–292

Joussaume S, Taylor K (1995) Status of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). In: *Proceedings of the first international AMIP scientific conference (Monterrey, California, USA, 15–19 May 1995)*, pp. 425–430, WRCP–92

Van der Kaars S, De Deckker P (2003) Pollen distribution in marine surface sediments offshore western Australia. Rev Palaeobot Palynol 124: 113–129

Kageyama M, Valdes P (2000) Impact of the North American ice-sheet orography on the Last Glacial Maximum eddies and snowfall. Geophys Res Letters 27: 1515–1518

Kageyama M, Valdes P, Ramstein G, Hewitt C, Wyputta U (1999) Northern hemisphere storm-tracks in present day and Last Glacial Maximum climate simulations: a comparison of the European PMIP models. J Clim 12: 742–760

Kageyama M, Peyron O, Pinot S, Tarasov P, Guiot J, Joussaume S, Ramstein G (2001) The Last Glacial Maximum climate over Europe and western Siberia: a PMIP comparison between models and data. Clim Dyn 17: 23–43

Kageyama M, Harrison S, Abe-Ouchi A (2005) The depression of tropical snowlines at the Last Glacial Maximum: what can we learn from climate model experiments? Quatern Int 138–139: 202–219

Kislov A, Tarasov P, Sourkova G (2002) Pollen and other proxy-based reconstructions and PMIP simulations of the Last Glacial Maximum mean annual temperature: an attempt to harmonize the data-model comparison procedure. Acta Palaeontol Sinica 41: 539–545

Kubatzki C, Claussen M (1998) Simulation of the global bio-geophysical interactions during the Last Glacial Maximum. Clim Dyn 14: 461–471

Li Z, Conil S (2003) Transient response of an atmospheric GCM to North Atlantic SST anomalies. J Clim 16: 3993–3998

Numaguti A, Takahashi M, Nakajima T, Sumi A (1997) Description of CCSR/NIES Atmospheric General Circulation Model. In: *CGER's Supercomputer Monograph Report*, vol. 3, pp. 1–48, Center for Global Environmental Research, National Institute for Environmental Studies

Peltier W (1994) Ice age paleotopography. Science 265: 195–201

Peltier W (2004) Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. Ann Rev Earth Planet Sci 32: 111–149

Peyron O, Guiot J, Cheddadi R, Tarasov P, Reille M, de Beaulieu JL, Bottema S, Andrieu S (1998) Climatic reconstruction in Europe for 18,000 years B.P. from pollen data. Quaternary Res 49(2): 183–196

Peyron O, Bégeot C, Brewer S, Heiri O, Magny M, Millet L, Ruffaldi P, Van Campo E, Yu G (2005) Late-Glacial climate changes in Eastern France (Lake Lautrey) from pollen, lake-levels, and chironomids. Quaternary Res 64: 197–211

Pinot S, Ramstein G, Harrison S, Prentice I, Guiot J, Stute M, Joussaume S (1999a) Tropical paleoclimates at the last glacial maximum: comparison of Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP) simulations and paleodata. Clim Dyn 15: 857–874

Pinot S, Ramstein G, Marsiat I, de Vernal A, Peyron O, Duplessy JC, Weinelt M (1999b) Sensitivity of the European LGM climate to North Atlantic sea-surface temperature. Geophys Res Letters 26: 1893–1896

Pollard D, Barron E (2003) Causes of model-data discrepancies in European climate during oxygen isotope stage 3 with insights from the last glacial maximum. Quaternary Res 59: 108–113

Poutou E (2003) Etude numérique du rôle des interactions entre la surface et l'atmosphère dans le cadre d'un changement climatique aux hautes latitudes nord. Ph.D. thesis, Joseph Fourier University of Grenoble 1, 336 pp

Renssen H, Isarin R, Vandenberghe J, Lautenschlager M, Schlese U (2000) Permafrost as a critical factor in paleoclimate modelling: the Younger Dryas case in Europe. Earth Planet Sc Lett 176: 1–5

Renssen H, Isarin R, Jacob D, Podzun R, Vandenberghe J (2001) Simulation of the Younger Dryas climate in Europe using a regional climate model nested in an AGCM: preliminary results. Global Biogeochem Cy 30: 41–57

Rind D (1987) Components of the ice age circulation. J Geophys Res 92: 4241–4281

Sarnthein M, Gersonde R, Niebler S, Pflaumann U, Spielhagen R, Thiede J, Wefer G, Weinelt M (2003) Overview of Glacial Atlantic Ocean Mapping (GLAMAP 2000). Paleoceanography 18: 1030

Tarasov P, Peyron O, Guiot J, Brewer S, Volkova V, Bezusko L, Dorofeyuk N, Kvavadze E, Osipova I, Panova N (1999) Last Glacial Maximum climate of the former Soviet Union and Mongolia reconstructed from pollen and macrofossil data. Clim Dyn 15: 227–240

Weinelt M, Sarnthein M, Pflaumann U, Schulz H, Jung S, Erlenkeuser H (1996) Ice-free nordic seas during the last glacial maximum? Potential sites of deepwater formation. Paleoclimates 1: 283–309

Zhou T, Li Z (2002) Simulation of the East Asian Summer Monsoon using a variable resolution atmopsheric GCM. Clim Dyn 19: 167–180

3.3 Le Pliocène moyen en Europe de l'Ouest et sur le pourtour méditerranéen : simulation climatique haute résolution et reconstructions polliniques

3.3.1 Introduction

De même que le climat du Dernier Maximum Glaciaire, celui du Pliocène moyen, aux alentours de 3 Ma, a fait l'objet de reconstructions paléoenvironnementales et paléoclimatiques (Thompson et Fleming 1996, Poore et Sloan 1996), élargies à l'échelle du globe de façon à être en mesure de constituer de larges bases de données à des fins de modélisation générale atmosphérique (Dowsett et al. 1994, 1999).

La période chaude du Pliocène moyen a en effet suscité beaucoup d'intérêt jusqu'à présent parce qu'elle correspond à la dernière période des temps géologiques où un climat plus chaud que l'actuel s'est maintenu sur une période de temps plus longue que n'importe quel interglaciaire plus récent et ce, à l'échelle de la Terre (Dowsett et al. 1994, Crowley 1996). Elle couvre une époque charnière qui marque le passage des climats chauds du Tertiaire, caractérisés par des glaciers très réduits voire absents dans l'hémisphère Nord, aux climats plus frais du Pléistocène, qui voient apparaître les larges calottes Fennoscandienne et Laurentide et une cyclicité glaciaire-interglaciaire prédominante. De plus, a contrario de climats chauds plus anciens dont l'âge reculé oblige à considérer des bouleversements majeurs dans la distribution des masses continentales et océaniques ou dans la composition en gaz atmosphériques, la paléogéographie du Pliocène est similaire à celle d'aujourd'hui et les enregistrements fossiles continentaux et marins nombreux.

Ces nombreuses données paléoclimatiques soutiennent l'hypothèse d'un climat plus chaud et de variabilité réduite. Les températures moyennes annuelles y sont de quelques degrés supérieures, particulièrement dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord et en période hivernale (Chandler et al. 1994, Sloan et al. 1996). Ce réchauffement implique une réduction du volume de glace aux pôles et donc une élévation du niveau de la mer qui a pu atteindre jusqu'à 25 m (Kennett et Hodell 1993).

De nombreuses hypothèses ont été proposées pour expliquer ces climats relativement plus chauds du Pliocène moyen, sans que la question ne semble encore résolue. Parmi celles-ci, les plus communément invoquées sont l'augmentation de la teneur en CO_2 atmo-

sphérique, qui aurait pu atteindre 400 ppm (Raymo et al. 1996, Kürschner et al. 1996), soit une hausse de l'ordre de 100 ppm par rapport au niveau pré-anthropique, éventuellement couplée à l'important forçage d'une couverture de glace continentale et de glace de mer réduite (Haywood et Valdes 2004, Haywood et al. 2005) ou un transport de chaleur océanique méridional accru par une circulation thermohaline plus vigoureuse (Dowsett et al. 1996).

Le Pliocène moyen offre ainsi la possibilité de tester la capacité des modèles à simuler une situation climatique plus chaude que l'actuelle, avec un intérêt particulier au regard du futur réchauffement climatique, et leur sensibilité à un changement climatique assez bien documenté. Le Pliocène moyen ne peut être considéré comme un analogue du climat futur, le réchauffement actuel représentant une perturbation en déséquilibre du système climatique alors que les périodes chaudes passées étaient probablement proches de leur équilibre, en réponse à un forçage extérieur. Son étude permet cependant de comprendre les processus climatiques qui opèrent en régime chaud.

Les bases de données quantitatives développées à l'échelle globale, produit du projet PRISM (Pliocene Research, Interpretation and Synoptic Mapping, Dowsett et al. 1994), réactualisé en PRISM2 (Dowsett et al. 1999), ont fourni les conditions aux limites nécessaires à la mise en œuvre des simulations climatiques. Les premières ont eu simplement pour but d'évaluer la réponse des modèles à ces jeux de données (Chandler et al. 1994, Sloan et al. 1996, Haywood et al. 2000b). Les estimations de température indiquent une augmentation globale des températures de surface de 1,4 à 3,6°C et montrent de façon générale une bonne concordance avec les paléodonnées, indiquant une hausse significative aux hautes latitudes et une diminution du réchauffement vers l'Equateur d'où une réduction du gradient pôle-Equateur. Le régime hydrologique est globalement intensifié, avec des précipitations en hausse de 5-6%. Les modèles présentent un accord moindre avec les données dans l'estimation des variables du cycle hydrologique, avec en particulier une sous-estimation des conditions continentales plus humides de l'hémisphère Nord.

Récemment, les modélisateurs ont exploré de nouvelles voies, complexifiant les versions initiales, dans le but d'améliorer la connaissance de ce climat et d'en comprendre la cause. En particulier, des études régionales ont pu être menées, visant à caractériser plus précisément les changements climatiques induits au niveau de l'Europe et de la Méditerranée (Haywood et al. 2000a) ou des Etats-Unis (Haywood et al. 2001) avec des comparaisons aux

données locales. Des études de sensibilité ont suivi, afin d'évaluer l'impact de la variabilité d'insolation au sein de l'intervalle chaud du Pliocène moyen (Haywood et al. 2002b) ou pour pallier les incertitudes des reconstructions concernant le continent antarctique (Haywood et al. 2002c). Les dernières versions se sont penchées sur le couplage océan-atmosphère (Haywood et Valdes 2004), s'affranchissant ainsi des reconstructions de températures de surface de la mer (SSTs) qui sont alors discutées. Elles indiquent une hausse des températures de surface à toutes les latitudes, y compris les tropiques. Face à une circulation thermohaline restant stable par rapport à l'actuel, le forçage dominant sur le climat est attribué à la dégradation de la cryosphère.

Dans ce contexte, notre contribution à la modélisation du Pliocène moyen apporte un éclairage supplémentaire à l'étude des régions de moyenne latitude de l'ouest de l'Europe, grâce à l'emploi d'une résolution spatiale affinée due à la configuration zoomée du LMDZ et à la constitution d'un nouveau jeu de données polliniques cohérent, établi par Séverine Fauquette (Institut des Sciences de l'Evolution, Université de Montpellier II). Les résultats de la simulation haute résolution sont comparés à ceux de la simulation équivalente basse résolution et aux reconstructions polliniques, en terme de températures, de précipitations et d'humidité du sol.

Le second point sur lequel nous apportons des éléments nouveaux a trait à l'estimation des impacts sur le climat simulé par le LMDZ d'une couverture végétale à l'équilibre avec le climat de cette période. Celle-ci est obtenue grâce à la mise en œuvre d'un modèle global de végétation dynamique forcé par les variables climatiques issues de la première simulation haute résolution. Les résultats de l'ultime simulation climatique qui en découle sont évalués par comparaison aux résultats de la précédente expérience et aux mêmes reconstructions polliniques.

3.3.2 Mise en place des simulations du Pliocène moyen

3.3.2.1 Expériences numériques

Le modèle de circulation générale atmosphérique LMDZ couplé au schéma de surface SECHIBA de l'IPSL a de nouveau été choisi pour conduire les simulations du Pliocène moyen. C'est la première fois que ce modèle est utilisé dans cette situation paléoclimatique. Les précédentes modélisations ont été réalisées soit avec le MCG GISS (Goddard Institute

for Space Studies, Chandler et al. 1994), soit avec le MCG GENESIS (National Center for Atmospheric Research, Sloan et al. 1996) ou encore abondamment avec le MCG HADAM (Hadley Centre) sous différentes configurations (Haywood et al. 2000a,b, 2001, 2002a,b,c, Haywood et Valdes 2004, Haywood et al. 2005).

Le MCGA LMDZ a été brièvement décrit en section 3.1.1. Les résolutions spatiales définies pour les simulations du Dernier Maximum Glaciaire (section 3.2) sont ici conservées : 72×46 pour la version basse résolution (LMDZLR) et 144×108 pour la haute résolution (LMDZHR), doublée d'un zoom de valeur 3 centré sur Paris, qui peuvent être comparées aux simulations équivalentes de contrôle (CTRL) à l'actuel. Les expériences ont une durée totale de onze années, les moyennes climatologiques étant effectuées sur les dix dernières années.

Les variables climatiques simulées par le modèle de circulation générale atmosphérique en configuration zoomée sont ensuite utilisées pour forcer le modèle global de végétation dynamique ORCHIDEE (ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems Environment, Krinner et al. 2005). Ce modèle de biosphère terrestre, dont le fonctionnement complet est décrit par Krinner et al. (2005), est lui-même composé de trois modèles :

1. le schéma de surface SECHIBA (Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface Biosphère-Atmosphère, Ducoudré et al. 1993) qui décrit les processus d'échanges d'eau et d'énergie entre l'atmosphère et la biosphère et le bilan d'eau dans le sol à un pas de temps de l'ordre de la trentaine de minutes,
2. les paramétrisations de la dynamique de la végétation (mortalité, compétition, feux, etc.) issues du modèle LPJ (Lund-Potsdam-Jena, Sitch et al. 2003) dont le pas de temps est annuel,
3. le modèle STOMATE (Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems, Krinner et al. 2005), qui simule la phénologie et la dynamique de la végétation.

ORCHIDEE est utilisé ici de façon indépendante mais il peut aussi fonctionner en mode couplé avec le modèle de circulation générale atmosphérique. La mise en œuvre d'ORCHIDEE a été assurée par Gerhard Krinner (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Grenoble).

La distribution de végétation que ce modèle simule est à l'équilibre avec le forçage météorologique qui lui est imposé : précipitations, température et humidité de l'air, vent,

CO_2 et rayonnement incident. Des anomalies mensuelles sont calculées entre le climat du Pliocène moyen simulé par le modèle LMDZ haute résolution et celui de la simulation de contrôle à l'actuel, à la même résolution, puis ajoutées à une climatologie actuelle (New et al. 1999). Les moyennes mensuelles qui en résultent sont transformées par un générateur de temps pour produire les données haute fréquence nécessaires au forçage d'ORCHIDEE. ORCHIDEE produit en retour une distribution de végétation consistante avec le climat du Pliocène moyen simulé par le modèle LMDZ. Elle vient remplacer la couverture végétale actuelle utilisée dans un premier temps et donne lieu à une seconde simulation climatique, haute résolution uniquement. Cette dernière expérience est dénommée LMDZHR-*veget* par la suite par opposition à la première simulation dite LMDZHR.

3.3.2.2 Conditions aux limites du Pliocène moyen : le jeu de données PRISM2

Les conditions aux limites pour le Pliocène moyen ont été élaborées par les soins du Pliocene Research, Interpretation and Synoptic Mapping Group de l'U.S. Geological Survey (PRISM, Dowsett et al. 1999). Le concept de Pliocène moyen sous-entend un intervalle de temps d'assez longue durée, compris entre 3,29 et 2,97 Ma, délimité par les transitions isotopiques des stades M1/M2 et G19/G18, au sein de la période de polarité normale Gauss (figure 3.14). Si les conditions climatiques moyennes de cette tranche de temps sont clairement différentes des intervalles voisins, il y subsiste un certain degré de variabilité (Shackleton et al. 1995), notamment aux échelles de l'obliquité et de la précession (Tiedemann et al. 1994). Les paramètres orbitaux modernes sont donc conservés dans les modélisations. Néanmoins, la configuration orbitale semble n'avoir que peu d'influence sur les moyennes annuelles des SSTs et des températures de surface mais affectent tout de même la saisonnalité (Haywood et al. 2002b).

La reconstruction PRISM2, dans sa version la plus récente, propose les champs suivants sur une grille de 2^o de latitude par 2^o de longitude : les températures mensuelles de surface de la mer, l'extension de la glace de mer et des calottes glaciaires, la couverture végétale, la topographie et la distribution des masses continentales et océaniques. Elle est fondée sur une base de données qui synthétise les informations recueillies sur de nombreux sites marins et terrestres (Cronin et Dowsett 1990, Poore et Sloan 1996).

Il en résulte les conditions aux limites suivantes :

- une configuration continentale modifiée par une élévation du niveau marin de +25 m par rapport à l'actuel,

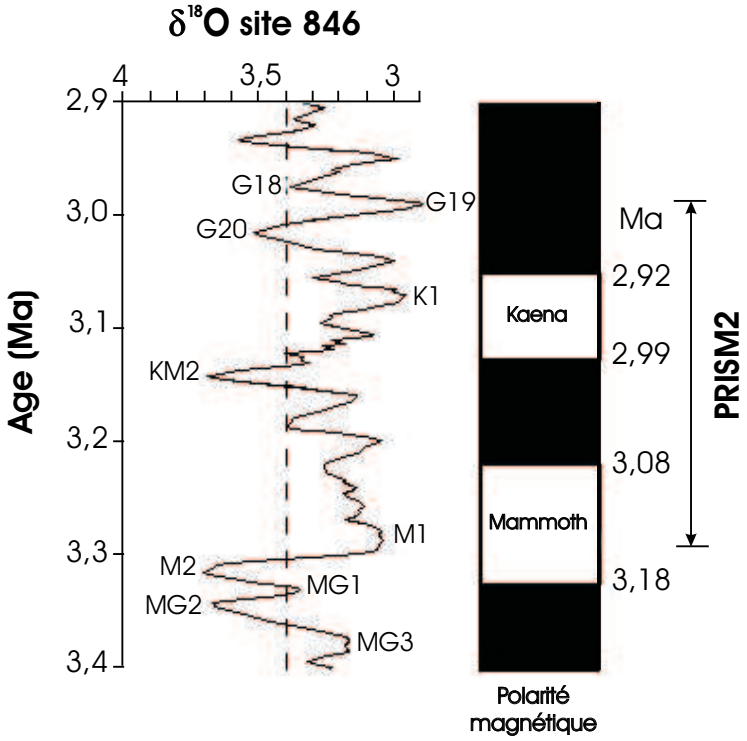


FIG. 3.14 – Intervalle de temps PRISM2, corrélé à l'échelle paléomagnétique de Berggren et al. (1995) et à l'enregistrement isotopique de l'oxygène benthique du site ODP 846 (Shackleton et al. 1995).

- une topographie moins prononcée qu'à l'actuel, en particulier dans les Rocheuses et les rifts africains,
- une réduction de la taille des calottes glaciaires, de 50% au Groenland et de 33% en Antarctique, et de leur altitude,
- une couverture de glace de mer réduite, l'océan Arctique en étant dépourvu de façon saisonnière,
- des SSTs plus chaudes dans les hautes latitudes mais qui restent inchangées aux basses latitudes,
- une expansion des forêts sempervirentes vers les marges de l'océan Arctique, une réduction du désert en Afrique équatoriale et une disparition quasi totale du désert polaire et des régions à toundra dans l'hémisphère Nord, une végétation limitée à feuilles caduques en bordure du continent antarctique.

Les conditions aux limites proposées par PRISM2 ont été ici prescrites à l'exception

de la végétation. Dans un premier temps, la distribution actuelle, i.e. anthropique, a été conservée. La seconde simulation haute résolution a ensuite utilisé la végétation simulée par ORCHIDEE, soumis au forçage atmosphérique de la première simulation (cf. ci-dessus).

Un second ajustement, concernant la topographie, a été rendu nécessaire dans le cas de la haute résolution. L'orographie proposée par PRISM2 a ainsi été modifiée par analogie avec la variabilité spatiale actuelle. En effet, un des attendus majeurs de la haute résolution est relatif à une meilleure représentation du relief, en vue d'une amélioration des champs précipités simulés (Jost et al. 2005).

A ces conditions aux limites s'ajoute une teneur en CO_2, spécifiée à 315 ppm, soit le taux enregistré en 1958, une valeur traditionnellement prescrite dans les modélisations antérieures du Pliocène moyen. Cependant, les plus récentes modélisations (Haywood et Valdes 2004, Haywood et al. 2005) utilisent désormais une concentration de 400 ppm, estimée d'après les observations (Raymo et al. 1996, Kürschner et al. 1996).

3.3.3 Reconstructions polliniques

Dans cet exercice de modélisation, l'accent a été placé sur les régions d'Europe occidentale et du pourtour méditerranéen. Ce dernier présente une richesse notable, à la fois spatiale et temporelle, en séquences polliniques continues couvrant le Pliocène. Elles ont été à l'origine du développement d'une nouvelle méthode de reconstitution climatique, la méthode des amplitudes climatiques, mise au point par Fauquette et al. (1998a) et appliquée avec succès sur les sites méditerranéens du Pliocène (Fauquette et al. 1999b, Fauquette et Bertini 2003).

En effet, la méthode usuelle des meilleurs analogues (Guiot 1990) permet de quantifier le climat de périodes proches de l'actuel (Guiot et al. 1989, 1992) sur la base de formations végétales qui existent actuellement, même si elles se trouvent sous des latitudes différentes. Cette méthode est fondée sur le degré de ressemblance, dans leur composition, entre spectres polliniques fossiles et actuels. Mais ce procédé est inapproprié pour les spectres du Pliocène qui contiennent un mélange de taxons aujourd'hui méditerranéens, médio-européens ou subtropicaux. Il est donc impossible de trouver à l'actuel des spectres analogues contenant tous les genres présents dans un spectre du Pliocène méditerranéen.

A contrario de la méthode des meilleurs analogues, la méthode des amplitudes climatiques ne s'appuie pas sur l'analyse d'un assemblage pollinique dans sa totalité mais est

fondée sur la recherche des amplitudes climatiques actuelles tolérées par quelques taxons qui sont ensuite transposées sur les données fossiles. La distribution des pourcentages polliniques en fonction des différentes variables bioclimatiques a été étudiée pour environ 60 taxons présents dans près de 8 000 spectres polliniques actuels, ce qui a permis de proposer des seuils de présence/absence et d'abondance, définissant des ensembles climatiques (figure 3.15).

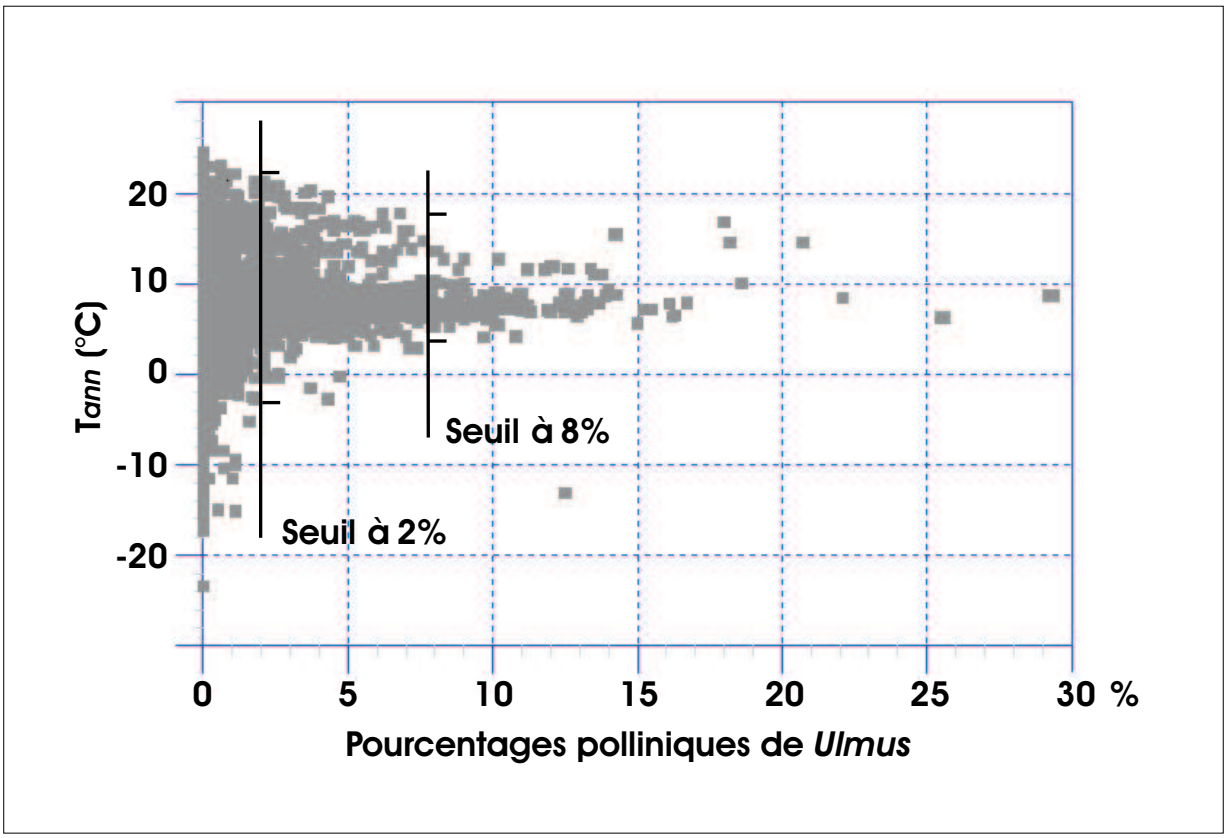


FIG. 3.15 – Distribution en pourcentage pollinique de l'espèce *Ulmus* en fonction de la température moyenne annuelle T_{ann} (°C). Les lignes noires verticales représentent le seuil de présence/absence et le seuil d'abondance du taxon. D'après Fauquette et al. (1998a).

Pour une vingtaine d'autres taxons, non représentés dans les spectres polliniques actuels de surface (taxons subtropicaux en particulier), une recherche de leurs aires de répartition et du climat associé a été réalisée afin d'apporter de nouvelles informations. Ainsi, pour un spectre fossile donné, chaque taxon dépassant la valeur du seuil de présence fournit-il un intervalle climatique (figure 3.16), qui est confronté aux amplitudes climatiques tirées

d'autres taxons (notamment de taxons subtropicaux) supposés présents sur le site ou proche du site.

Cinq variables climatiques sont estimées : la température du mois le plus froid (T_{cold}), la température du mois le plus chaud (T_{warm}), la température moyenne annuelle (T_{ann}), les précipitations moyennes annuelles (P_{ann}) et l'humidité disponible (α), c'est-à-dire le rapport de l'évapotranspiration sur l'évapotranspiration potentielle (E/PE). Ces estimations se présentent sous la forme d'un intervalle qui correspond au plus petit intervalle commun au plus grand nombre de taxons $[R- ; R+]$ et d'une valeur « la plus probable » (M), qui est une moyenne pondérée (figure 3.16).

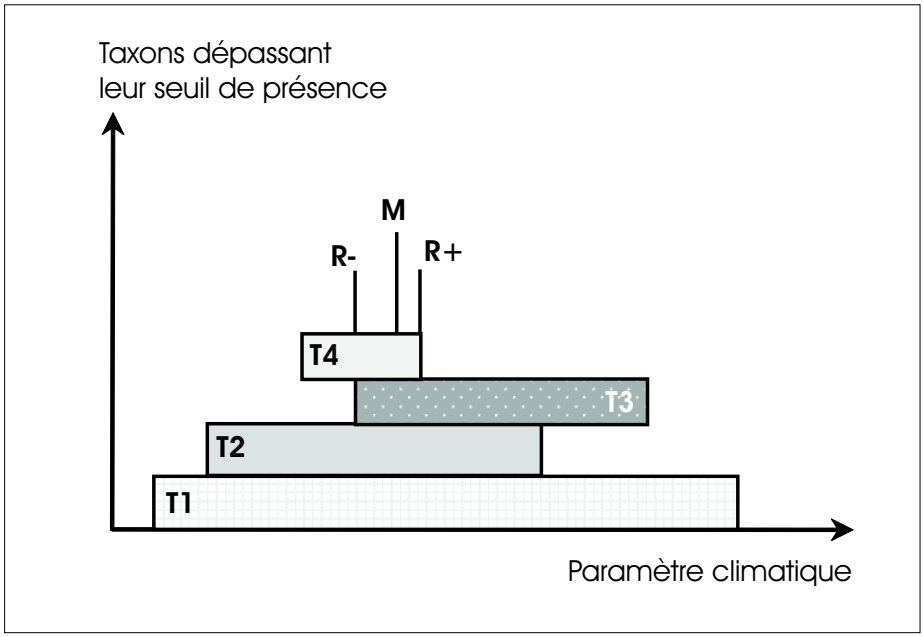


FIG. 3.16 – Estimation climatique de l'intervalle de vraisemblance $[R- ; R+]$ et calcul de la valeur la plus probable M pour un ensemble de taxons dépassant leur seuil de présence (T1, T2, T3 et T4) dans un spectre pollinique donné. D'après Fauquette et al. (1998a).

Dans le cadre de cette étude, la méthode a été appliquée à six séquences polliniques d'Europe occidentale couvrant le Pliocène moyen (∼3 Ma) : Susteren aux Pays-Bas (Zagwijn 1960), La Londe en Normandie (Clet et Huault 1987), Saint-Isidore près de Nice (Zheng et Cravatte 1986, Zheng 1990), Garraf1 près de Barcelone (Suc et Cravatte 1982), Tarragone en Catalogne (Bessais et Cravatte 1988) et Andalucia (Suc et al. 1995) au sud de l'Espagne (figure 3.17). Les quatre dernières ont déjà fait l'objet de quantifications cli-

matiques au Pliocène (Fauquette et al. 1998a,b). Les estimations climatiques pour chaque séquence sont présentées dans le tableau 3.3 (Fauquette, communication personnelle).

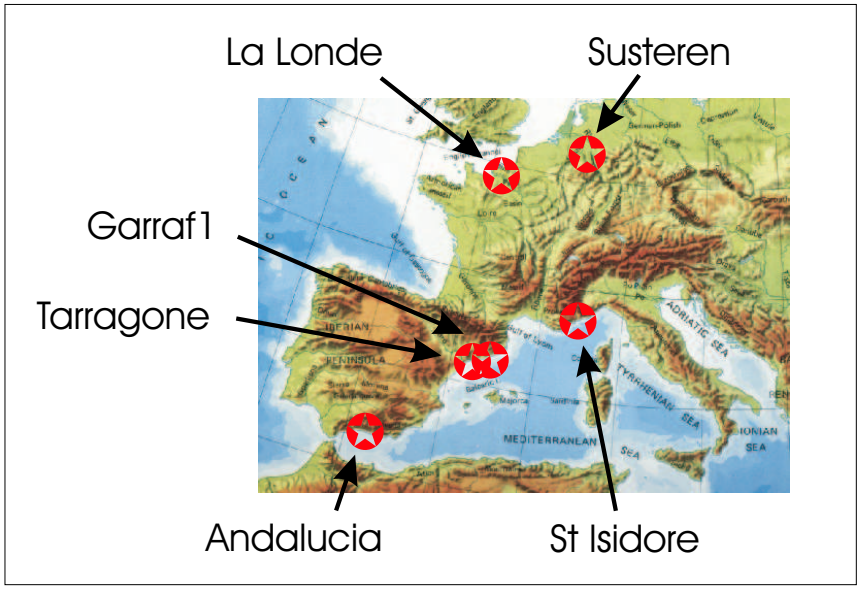


FIG. 3.17 – Localisation des six sites polliniques étudiés en Europe de l'Ouest et sur le pourtour méditerranéen pour le Pliocène moyen (∼3 Ma) : Susteren (Zagwijn 1960), La Londe (Clet et Huault 1987), Saint-Isidore (Zheng et Cravatte 1986, Zheng 1990), Garraf1 (Suc et Cravatte 1982), Tarragone (Bessais et Cravatte 1988) et Andalucia (Suc et al. 1995).

Les résultats mettent en évidence un gradient tant thermique que pluviométrique du nord au sud, depuis le site de Susteren caractérisé par des T_{ann} de 11,7 à 15°C et de fortes P_{ann} comprises entre 1090 et 1575 mm.an^{-1} jusqu'à celui d'Andalucia, beaucoup plus chaud, de 15,7 à 25°C, et déjà sec, avec des P_{ann} de 340 à 707 mm.an^{-1}. Ce gradient N-S, croissant pour les températures et décroissant pour les précipitations, est similaire à l'actuel, avec toutefois des valeurs thermiques et pluviométriques plus élevées. Il existait déjà au début du Pliocène (Fauquette et al. 1999b).

3.3.4 Résultats et discussion

Après un court aperçu des résultats des simulations conduites avec le modèle LMDZ à l'échelle du globe, notre intérêt se porte vers l'Europe de l'Ouest et le pourtour méditerranéen. Pour chaque variable bioclimatique reconstruite d'après les séquences polliniques,

TAB. 3.3 – Estimations climatiques au Pliocène moyen (∼3 Ma) pour six sites polliniques (Fauquette, communication personnelle), d'après la méthode des amplitudes climatiques.

Sites	T_{ann} [^{o}C]			T_{cold} [^{o}C]			T_{warm} [^{o}C]			P_{ann} [mm.an^{-1}]			E/PE [%]		
Susteren	11,7	13,2	15,0	−0,7	5,0	6,6	9,7	15,0	18,3	1090	1370	1575	80	85	100
La Londe	11,7	15,0	16,1	−0,7	5,0	9,8	8,9	15,0	24,7	1000	1048	1182	66	97	100
St Isidore	14,7	16,9	18,3	4,5	9,4	11,5	20,7	26,1	27,7	990	1220	1500	85	99	100
Garraf1	15,7	18,0	19,8	4,5	10,8	14,4	25,0	28,6	29,8	1075	1140	1273	85	100	100
Tarragone	14,7	18,2	19,8	4,5	11,5	14,4	25,0	26,8	27,5	340	550	1273	85	94	95
Andalucia	15,7	23,9	25	10,0	13,0	14,4	22,0	25,7	27,7	340	392	707	65	97	100

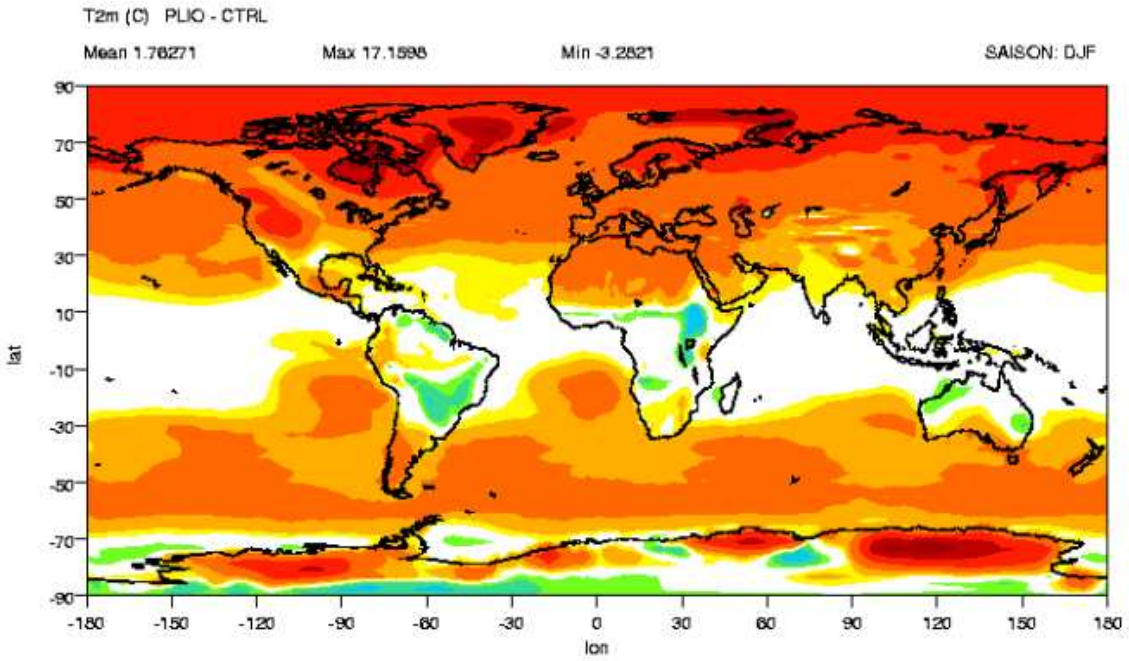
les champs simulés au Pliocène moyen sont comparés à la simulation de contrôle et ce, à la fois en basse et haute résolution (LMDZLR et LMDZHR respectivement). Au cours de cette première analyse, seuls les résultats de la simulation LMDZHR, i.e. prenant en compte une végétation anthropique, sont considérés puisque la simulation climatique en équilibre avec la distribution de végétation calculée par ORCHIDEE (LMDZHR-*veget*) n'a pas été reconduite dans le cas de la basse résolution.

Dans un second temps, l'impact des modifications de la couverture végétale sur le climat simulé est évalué par une comparaison de la pertinence des simulations haute résolution LMDZHR et LMDZHR-*veget* vis-à-vis des données polliniques.

3.3.4.1 Résultats à l'échelle du globe

A l'échelle du globe, les résultats de la simulation haute résolution LMDZHR en terme de moyennes annuelles de la température de surface et des précipitations s'inscrivent dans la tendance affichée par les précédentes modélisations utilisant les mêmes conditions aux limites (Chandler et al. 1994, Sloan et al. 1996, Haywood et al. 2000b). Ainsi le modèle révèle-t-il une hausse globale des températures de 1,6^{o}C par rapport à la simulation de contrôle, variable selon la latitude, très modeste autour de l'Equateur, de 2 à 5^{o}C aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord et qui s'accroît vers les pôles jusqu'à atteindre plus de 15^{o}C. Ces changements sont plus significatifs en hiver (figure 3.18).

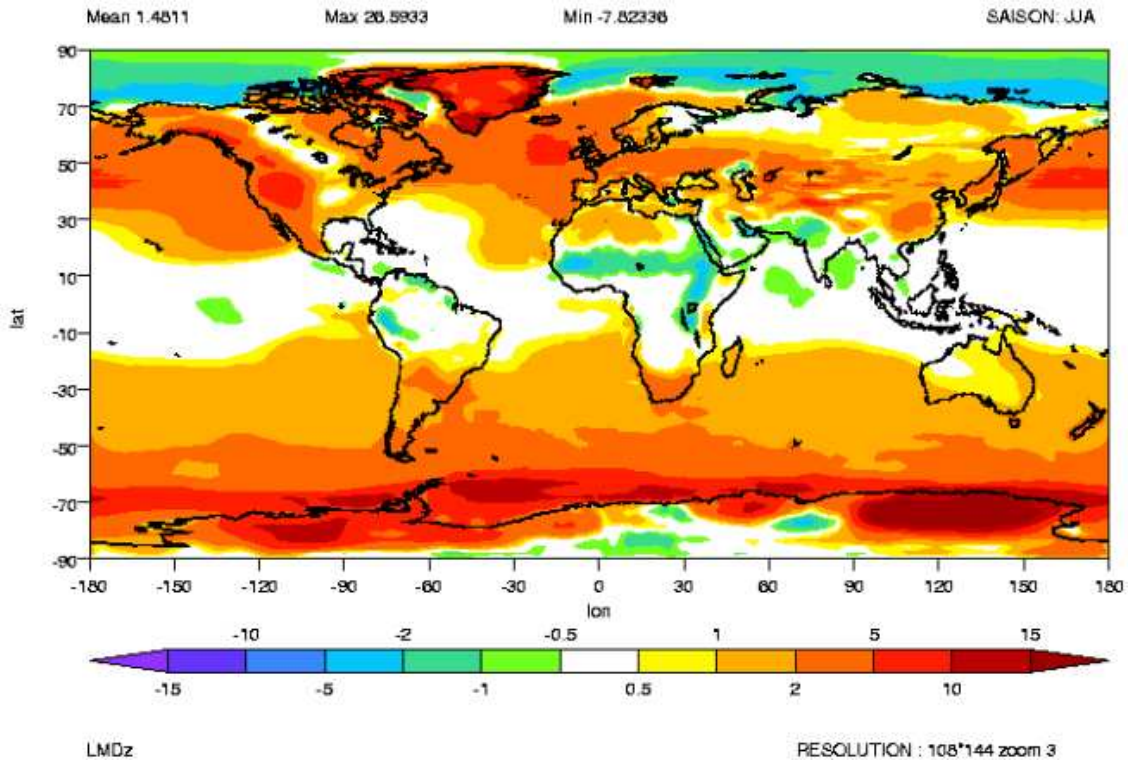
Si le fort réchauffement des hautes latitudes comparé à la relative inertie des zones équatoriales conduit à un gradient latitudinal pôle-Equateur nettement diminué au Pliocène par rapport à l'actuel, il conserve sa valeur actuelle aux moyennes latitudes de l'hémisphère



(a) DJF

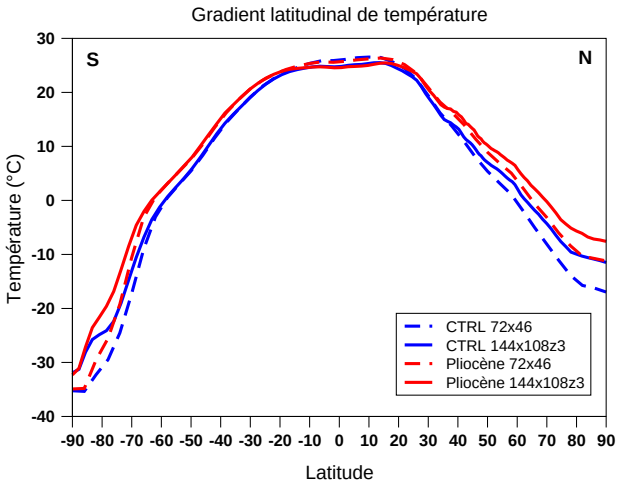
Nord, soit une valeur de l'ordre de $0,5 \pm 0,1^{o}$C par degré de latitude (figure 3.19), confirmant les hypothèses avancées jusque-là (Fauquette et al. 1999a). Dans le même ordre d'idée, le gradient altitudinal a été calculé sur l'Europe (figure 3.20). Compris entre 0,6 et $0,8^{o}$C par 100 m, il s'agit d'un gradient plutôt fort comparé aux valeurs habituellement retenues, i.e. $0,55^{o}$C par 100 m (Ozenda 1975). Cependant, le gradient simulé au Pliocène semble du même ordre que celui établi pour le CTRL.

Les champs de précipitations simulés au Pliocène moyen par le modèle LMDZ haute résolution présentent une structure se rapprochant de celle de l'actuel (figure 3.21). Une faible augmentation de 3,7% est enregistrée à l'échelle du globe, dans la gamme des valeurs simulées par Haywood et Valdes (2004), i.e. 4%. Pour une description détaillée des variations globales des variables hydrologiques dues aux conditions aux limites imposées au Pliocène moyen, le lecteur peut se référer en particulier aux travaux de Chandler et al. (1994), Sloan et al. (1996), Haywood et al. (2000b), Haywood et Valdes (2004).

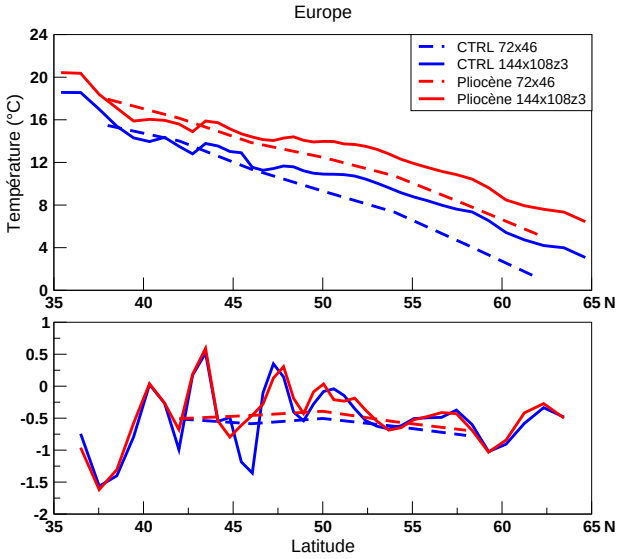


(b) JJA

FIG. 3.18 – Anomalies de température de surface entre le Pliocène moyen (∼3 Ma) et l'actuel, en ^{o}C, simulées par le modèle LMDZ haute résolution (LMDZHR), pour a) l'hiver (Décembre-Janvier-Février) et b) l'été (Juin-Juillet-Août).



(a) Globe



(b) Continent européen — Gradient et dérivée du gradient

FIG. 3.19 – Comparaison des gradients latitudinaux de température (^{o}C) à l'actuel (CTRL) et au Pliocène moyen (∼3 Ma) déduits des simulations LMDZLR et LMDZHR : a) sur le globe et b) sur le continent européen [35^{o}N, 65^{o}N ; −10^{o}E, 40^{o}E].

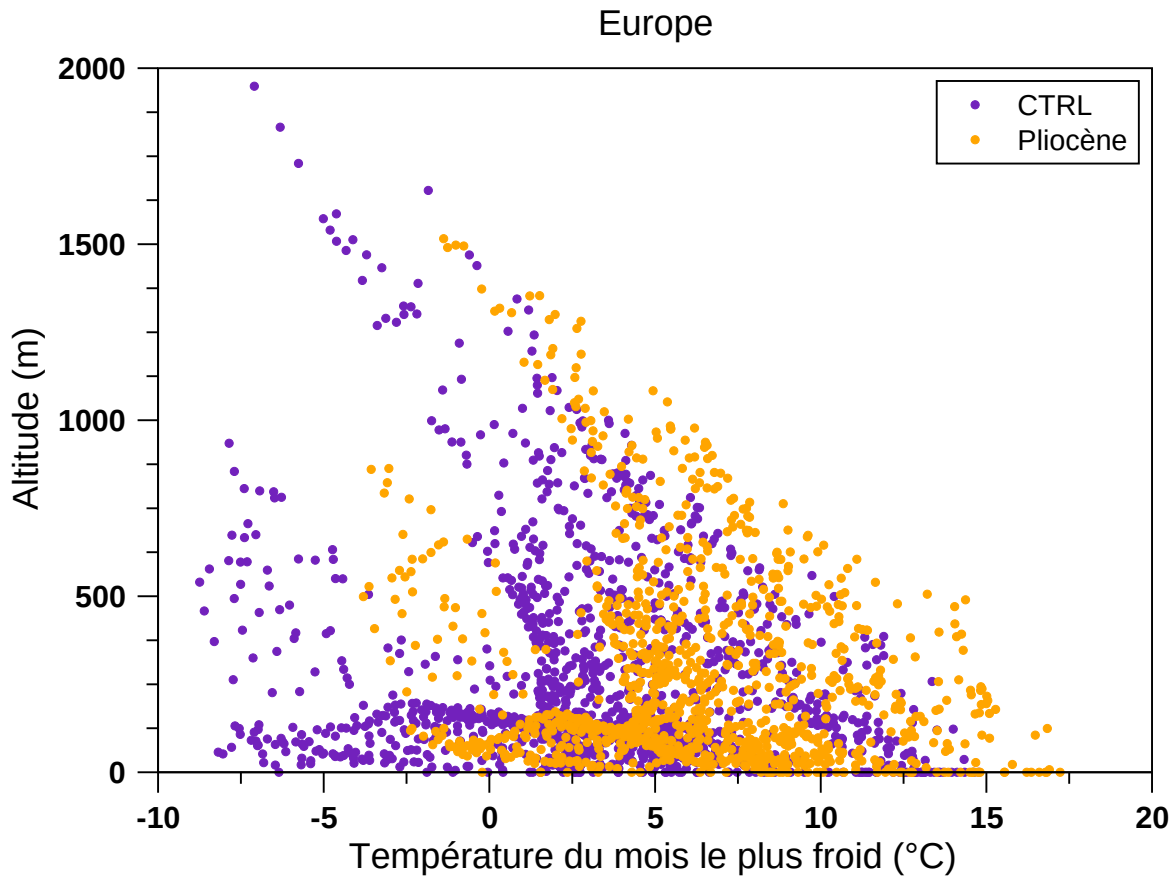
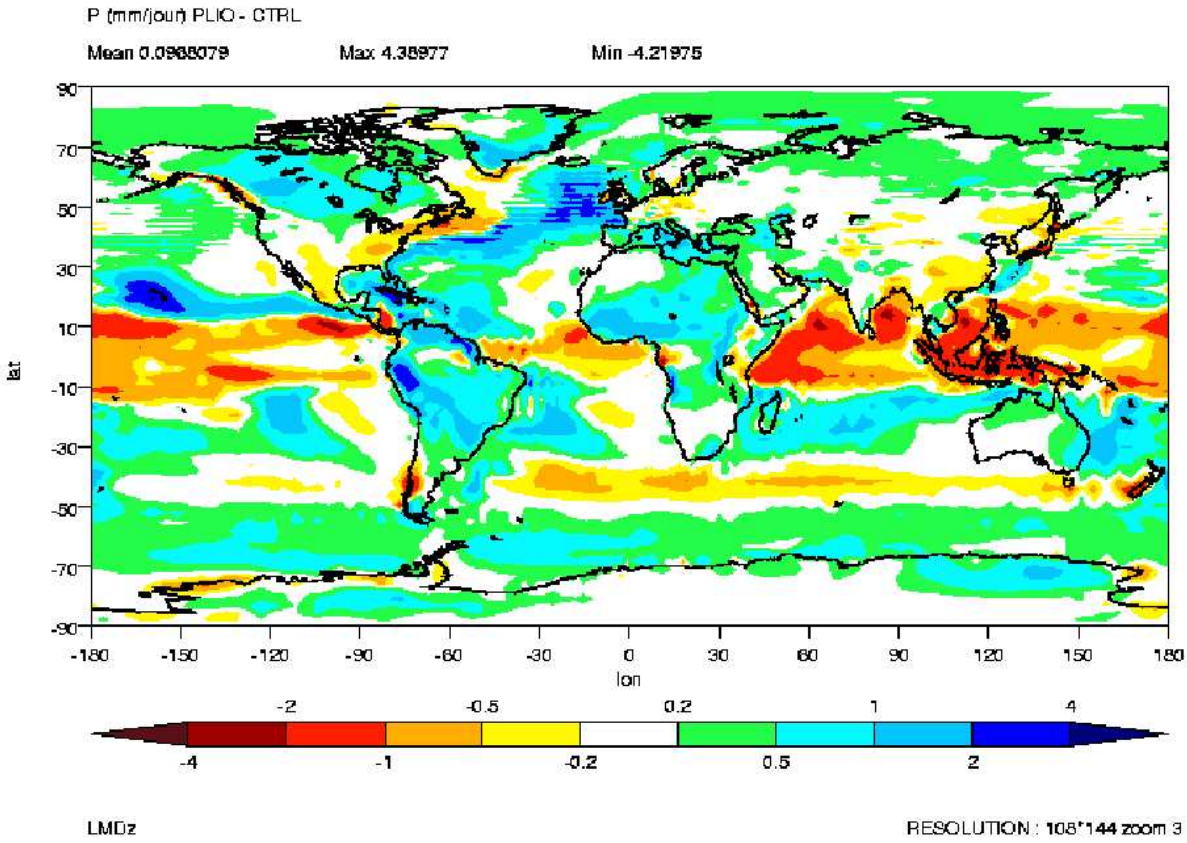
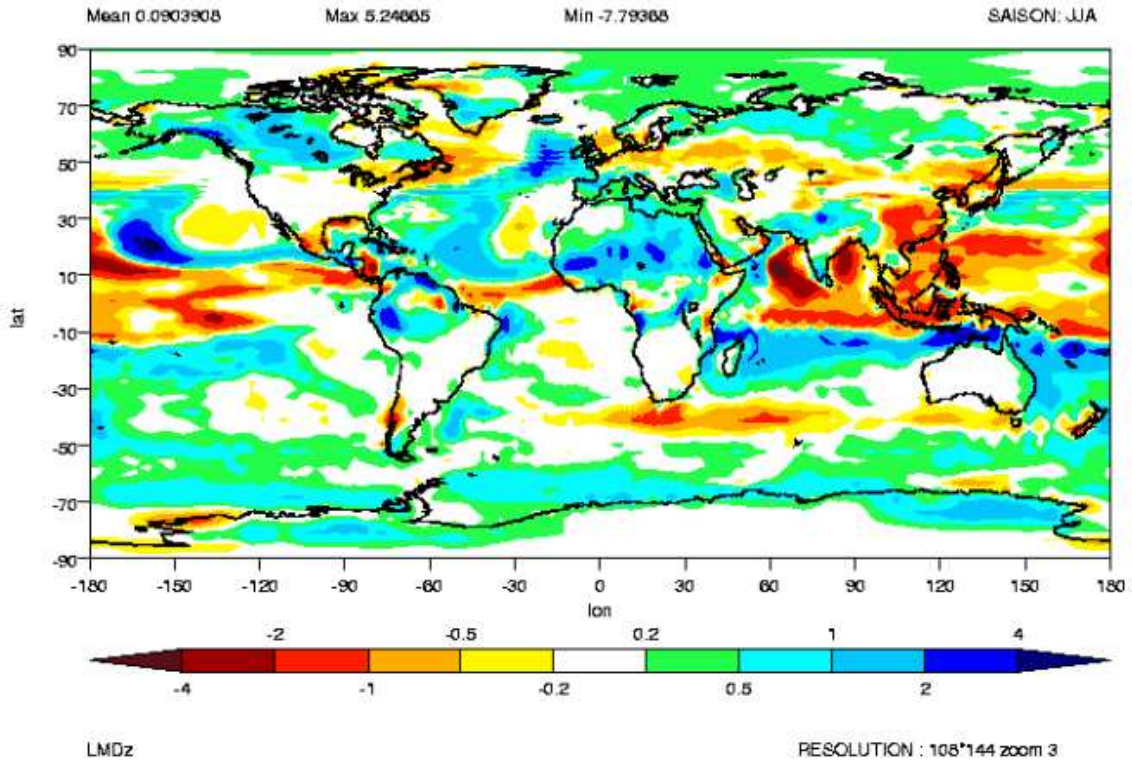


FIG. 3.20 – Gradient altitudinal de la température du mois le plus froid en Europe, en ^{o}C par mètre, simulé à l'actuel (CTRL) et au Pliocène moyen (expérience LMDZHR).


P (mm/jour) PLIO - CTRL
Mean 0.0988079
Max 4.38977
Min -4.21975
lat
lon
-2
-0.5
0.2
1
4
-4
-1
-0.2
0.5
2
LMDz
RESOLUTION : 108*144 zoom 3

(a) DJF



(b) JJA

FIG. 3.21 – Anomalies de précipitations entre le Pliocène moyen (∼3 Ma) et l'actuel, en mm.an^{-1}, simulées par le modèle LMDZ haute résolution (LMDZHR), pour a) l'hiver (Décembre-Janvier-Février) et b) l'été (Juin-Juillet-Août).

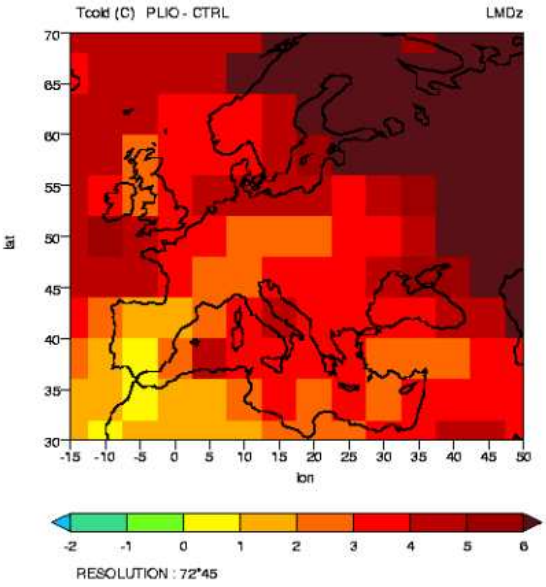
3.3.4.2 Le Pliocène moyen en Europe de l'Ouest et sur le pourtour méditerranéen : comparaison aux reconstructions polliniques

La simulation zoomée prend tout son intérêt en Europe de l'Ouest et sur le pourtour méditerranéen, dans le domaine où le maillage est raffiné et où sont disponibles de nouvelles paléodonnées polliniques, toutes établies selon la même méthode de reconstruction. Seront analysés les variables climatiques correspondant aux estimations polliniques : T_{ann}, T_{cold}, T_{warm}, P_{ann} et α=E/PE. Les champs simulés pour ces variables en basse et haute résolution sont d'abord comparés à la simulation équivalente de contrôle (CTRL).

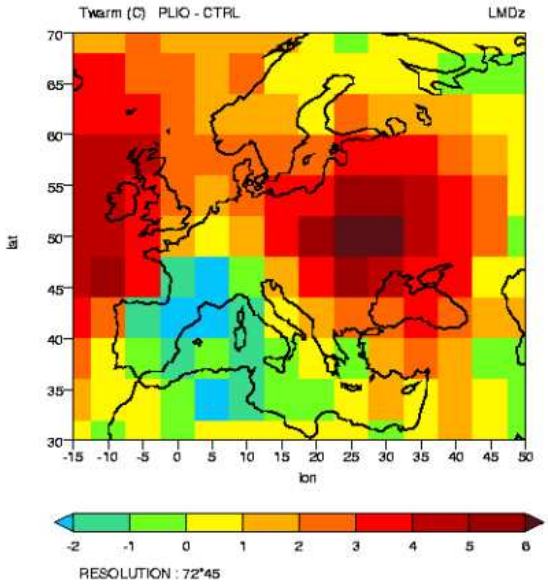
Les anomalies de température moyenne annuelle entre simulation au Pliocène moyen (LMDZHR) et simulation à l'actuel (CTRL) confirment la tendance générale au réchauffement, plus marquée au nord de l'Europe, où elle atteint jusqu'à 4°C (figure 3.23(c)). La hausse des températures de surface est principalement hivernale, notamment sur le pourtour méditerranéen (figures 3.23(a) et 3.23(b)). Les résultats de la simulation non zoomée montrent une continentalité croissante vers l'intérieur de l'Eurasie (figure 3.22(c)), et une augmentation moindre des températures au sud-ouest de l'Europe, en particulier en été (figure 3.22(b)).

En basse comme en haute résolution, l'augmentation des précipitations moyennes annuelles au Pliocène moyen n'est sensible que sur le pourtour méditerranéen, où les différences de quantités précipitées par rapport au contrôle atteignent jusqu'à 300 mm.an^{-1} (figure 3.23(d)). L'Europe occidentale et centrale se maintient légèrement en déficit par rapport à l'actuel, principalement en périodes estivale et automnale, les fortes précipitations se produisant sur l'Atlantique n'atteignant pas le continent. L'humidité disponible décroissant par ailleurs sur ces mêmes régions dans le cas de la simulation haute résolution (figure 3.23(e)), il est possible que les précipitations soient principalement convectives et se produisent sous forme d'événements courts et intenses, limitant de ce fait l'infiltration. En effet, alors que les précitations à grande échelle diminuent par rapport au contrôle (figure 3.23(f)), les précipitations convectives simulées par le modèle haute résolution s'intensifient, en particulier en été (figure 3.23(g)). Cependant, le recyclage local de l'eau est peut-être mal évalué du fait de la prise en compte dans ces premières expériences d'une végétation inappropriée.

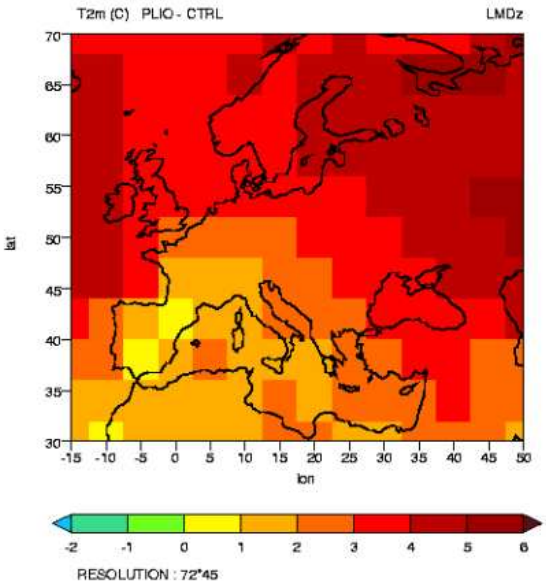
Dans un second temps, la comparaison aux données polliniques doit permettre d'évaluer la simulation du Pliocène moyen sur l'Europe occidentale et méridionale. En l'absence d'un



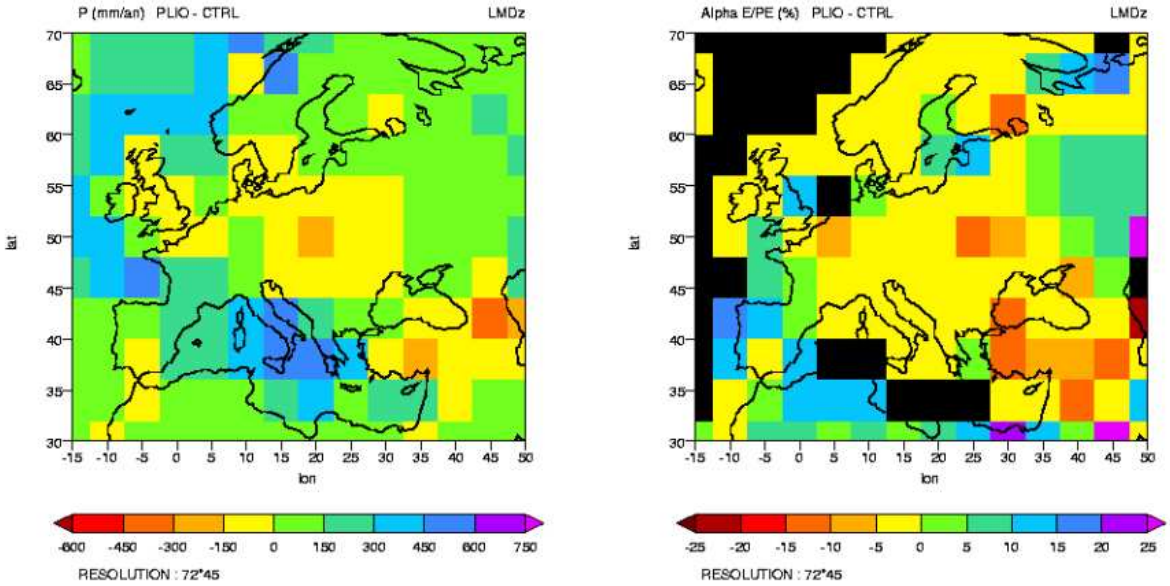
(a) Température du mois le plus froid (^{o}C)



(b) Température du mois le plus chaud (^{o}C)



(c) Température moyenne annuelle (^{o}C)



(d) Précipitations moyennes annuelles ($mm.an^{-1}$)

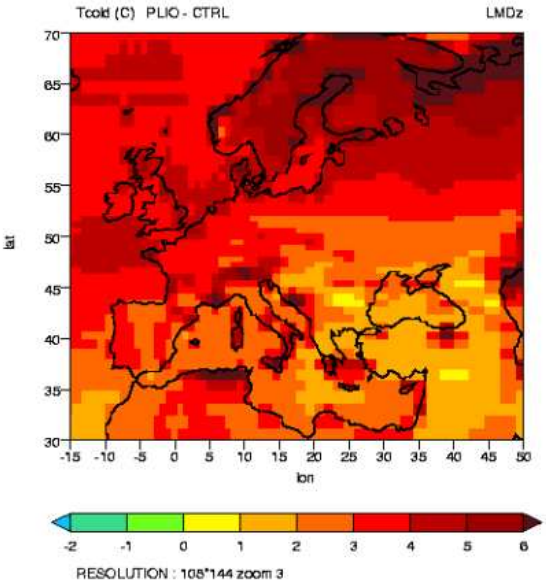
(e) Rapport E/PE (%)

FIG. 3.22 – Anomalies entre le Pliocène moyen (∼3 Ma) et l'actuel simulées par le modèle LMDZ basse résolution (LMDZLR) (72×46), pour différentes variables climatiques.

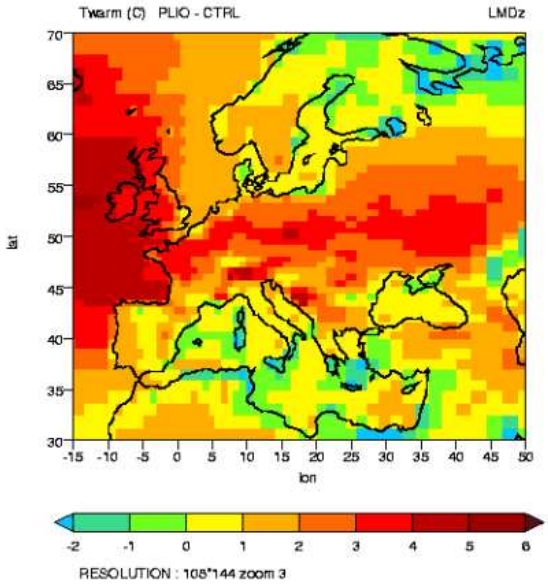
jeu de valeurs actuelles complet et précis aux points de données, les variables climatiques sont pour l'instant comparés en valeurs absolues (figure 3.24) et non en anomalies par rapport au CTRL, ce qui est toujours plus périlleux. Sont présentés les résultats pour la simulation LMDZHR.

Les températures moyennes annuelles montrent un très bon accord, les valeurs simulées correspondant aux amplitudes thermiques supportées par la paléovégétation (figure 3.24(c)). Cependant, le cycle saisonnier n'est pas reproduit, les températures simulées des mois le plus froid et le plus chaud étant sensiblement plus élevées au nord de la France (site de La Londe) et aux Pays-Bas (site de Susteren) et pouvant dépasser de quelques degrés l'intervalle de vraisemblance pollinique (figures 3.24(a) et 3.24(b)). Le gradient thermique nord-sud estimé d'après les reconstructions polliniques n'est ainsi pas reproduit de façon appropriée. Une analyse en anomalies par rapport au contrôle permettrait de s'affranchir de l'effet du biais chaud du modèle climatique (cf. section 3.1.2).

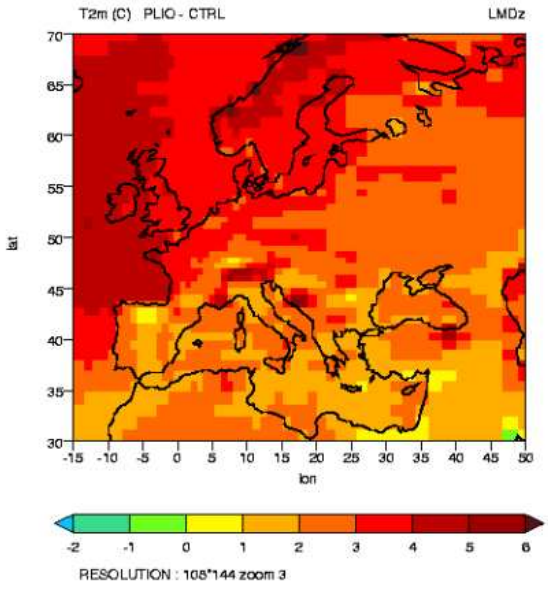
Les précipitations constituent souvent un point plus faible des simulations climatiques.



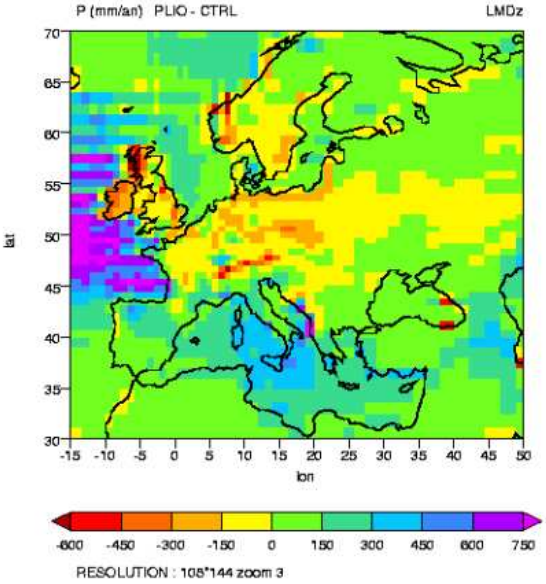
(a) Température du mois le plus froid (^{o}C)



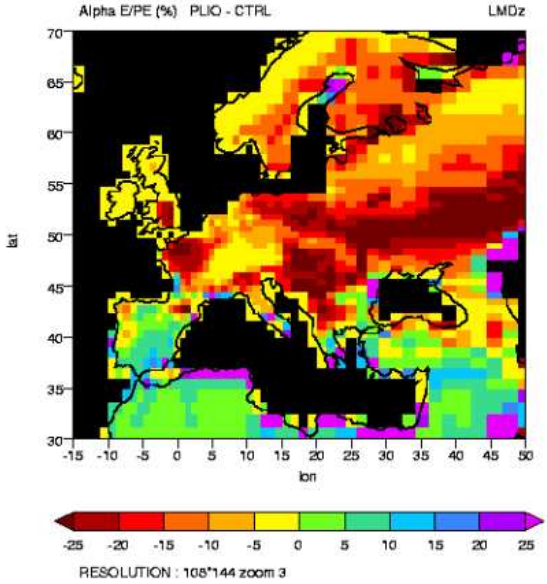
(b) Température du mois le plus chaud (^{o}C)



(c) Température moyenne annuelle (^{o}C)



(d) Précipitations moyennes annuelles ($mm.an^{-1}$)

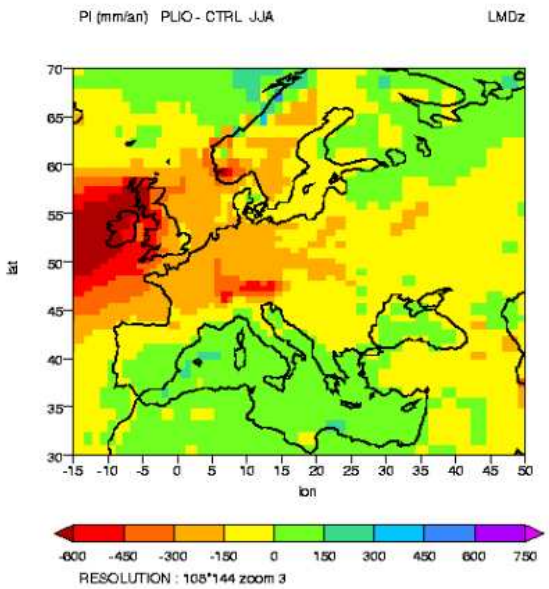


(e) Rapport E/PE (%)

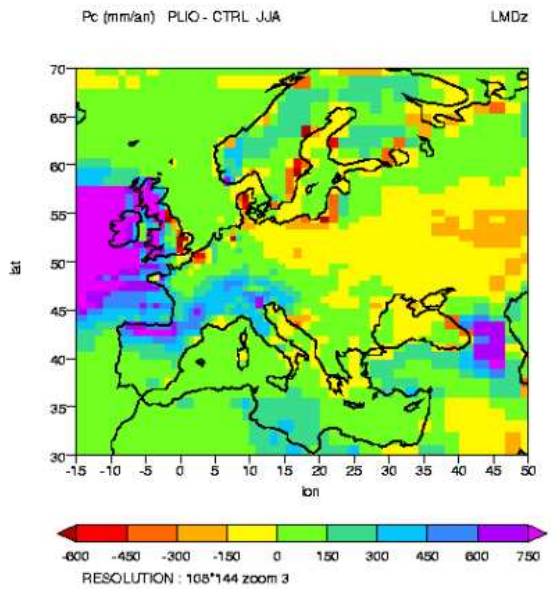
Au Pliocène moyen, elles sont globalement sous-estimées par rapport aux données polliniques, de 150 à 300 $mm.an^{-1}$(figure 3.24(d)). De même, la diminution de l'humidité disponible dans le Bassin parisien n'est pas enregistrée par les données (figure 3.24(e)). Dans ce cas, l'apport de la haute résolution reste limité, les faibles variations de quantités précipitées n'étant peut-être pas suffisamment significatives. Les enregistrements paléoclimatiques du Pliocène concordent pourtant à évoquer un climat plus humide en Europe, que le MCG HadAM a su saisir, notamment en Europe de l'Ouest (Haywood et al. 2000a, et références citées relatives aux données).

3.3.4.3 Prise en compte de l'impact d'une couverture végétale pliocène à l'équilibre avec le climat simulé pour la même période

Le modèle global de végétation dynamique Orchidee forcé par le MCGA simule une distribution de végétation qui s'exprime en fonction de types fonctionnels de plante (PFT) au nombre de 12, auxquels s'ajoute le sol nu, et dont la nature est rappelée dans le tableau 3.4. Différents PFT peuvent coexister au sein d'une même maille. Les résultats, sous la forme de fraction de chaque type par maille, sont présentés pour l'Europe en figure 3.25.



(f) Précipitations grande échelle estivales (JJA) ($mm.an^{-1}$)



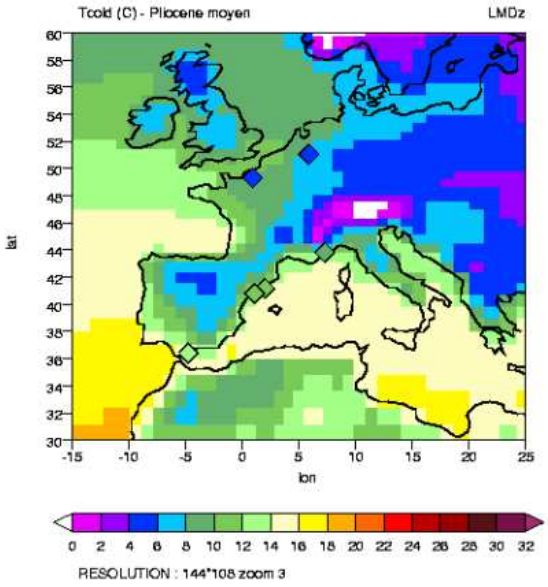
(g) Précipitations convectives en période estivale (JJA) ($mm.an^{-1}$)

FIG. 3.23 – Anomalies entre le Pliocène moyen (∼3 Ma) et l'actuel simulées par le modèle LMDZ haute résolution (LMDZHR) (144×108z3), pour différentes variables climatiques.

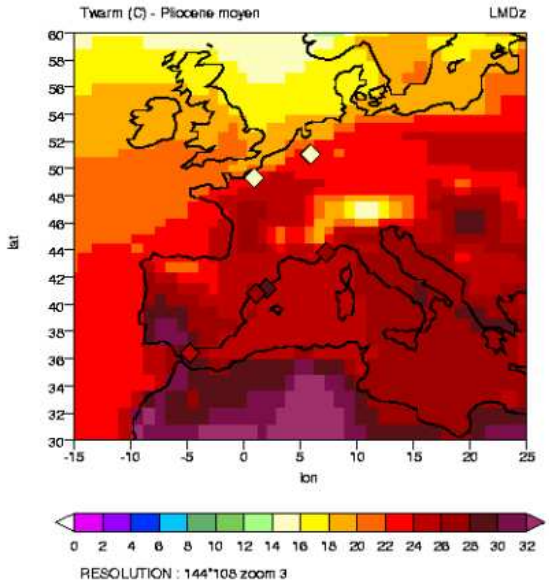
La comparaison à la distribution de végétation actuelle telle qu'elle a été imposée dans la première simulation (figure 3.26) permet d'identifier des modifications significatives.

Elles ont principalement trait à l'absence du caractère très anthropisé de la végétation actuelle. Cette dernière est en effet dominée à plus de 70% par les cultures en C3, en particulier en Europe occidentale et centrale, complétée par des prairies en C3 et des feuillus caduques tempérés (fraction $< 0{,}3$). Les autres PFT ne sont pas significativement représentés, hormis quelques résineux persistants tempérés dans les Alpes et les Pyrénées (fraction $< 0{,}1$). Le sol nu, également conséquence de l'anthropisation, peut couvrir une part importante de l'espace, jusqu'à 30%, notamment en France.

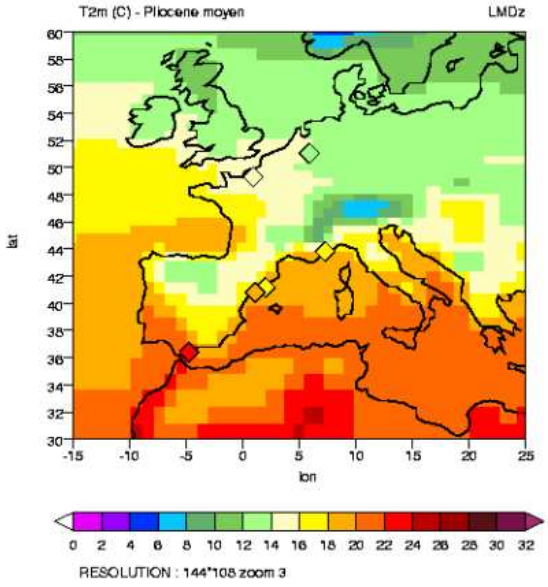
Au Pliocène moyen (figure 3.25), les forêts de feuillus persistants tempérés d'Europe occidentale côtoient majoritairement des prairies en C3 qui s'étendent au nord-est de l'Europe. Elles sont remplacées par des résineux persistants et des feuillus caduques tempérés, auxquels s'ajoute une fraction non négligeable de types boréaux (∼20-30% de feuillus caduques), à l'est de l'Europe. Dans les Alpes, se retrouvent les résineux tempérés persistants.



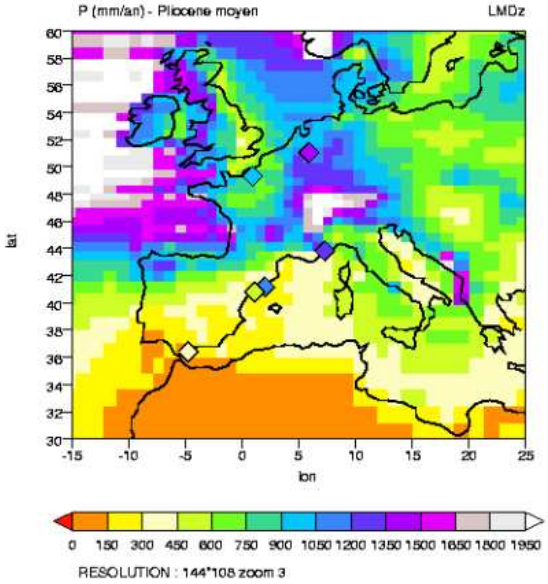
(a) Température du mois le plus froid (^{o}C)



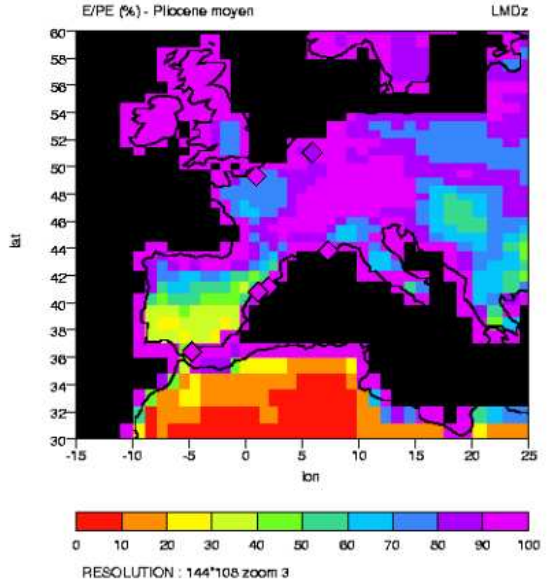
(b) Température du mois le plus chaud (^{o}C)



(c) Température moyenne annuelle (^{o}C)



(d) Précipitations moyennes annuelles ($mm.an^{-1}$)



(e) Rapport E/PE (%)

FIG. 3.24 – Comparaison des valeurs simulées au Pliocène moyen (∼3 Ma) par le modèle LMDZ haute résolution (LMDZHR) aux reconstructions polliniques sur l'Europe occidentale et méridionale.

Enfin il est intéressant de noter la présence de PFT tropicaux au sud du pourtour méditerranéen, absents à l'actuel. Une comparaison à la végétation potentielle actuelle permettrait de mieux appréhender la nature des changements de végétation induits par le climat simulé du Pliocène.

De plus, une comparaison aux enregistrements polliniques permettrait d'évaluer la réponse d'ORCHIDEE au forçage climatique qui lui est appliqué. Ce type de comparaison est pour l'instant encore rendu difficile par le peu de types de végétation décrits par le modèle. Des comparaisons préliminaires en ce sens entre modèle et données, impliquant également ORCHIDEE, ont été proposées pour le DMG et l'événement de Heinrich 1 en Méditerranée occidentale (Kageyama et al. 2005). Une telle comparaison a également été effectuée à l'aide du modèle de simulation de la végétation CARAIB (CARbon Assimilation In The Biosphere, LPAP, Institut d'Astrophysique et de Géophysique, Université de Liège), soumis au forçage climatique de notre propre simulation haute résolution du Pliocène moyen

TAB. 3.4 – Description des types fonctionnels de plante ou PFT, utilisés dans ORCHIDEE.

PFT	Description
0	sol nu
1	feuillus à feuillage persistant tropicaux
2	feuillus à feuillage caduque tropicaux
3	résineux à aiguilles persistantes tempérés
4	feuillus à feuillage persistant tempérés
5	feuillus à feuillage caduque tempérés
6	résineux à aiguilles persistantes boréaux
7	feuillus à feuillage caduque boréaux
8	résineux à aiguilles caduques boréaux
9	prairie C3
10	prairie C4
11	culture C3
12	culture C4

et à celui de PLASIM (Planet-Simulator, Meteorologisches Institut, Université de Hambourg), un modèle climatique de complexité intermédiaire (Favre et al. 2005). L'utilisation de la haute résolution permet une description plus précise des distributions de végétation, qui semblent consistantes avec les données polliniques. A plus faible résolution, seules les tendances sont reproduites.

Nous nous focaliserons ici uniquement sur l'aspect climatique en analysant la sensibilité du MCGA à l'imposition d'une modification de sa couverture végétale, en accord avec le climat simulé. Pour ce faire, nous comparons les résultats des deux simulations haute résolution pour les variables climatiques étudiées jusqu'à présent. La figure 3.27 présente les anomalies pour chacune d'entre elles entre la simulation LMDZHR-*veget* et la simulation LMDZHR.

Si les températures moyennes annuelles sont équivalentes, les différences étant inférieures à 1°C (figure 3.27(c)), en revanche, les cycles saisonniers simulés diffèrent, en particulier en période estivale. Les températures simulées du mois le plus chaud (figure 3.27(b)) sont inférieures de 1 à 2°C en Europe occidentale et sur le pourtour méditerranéen lors-

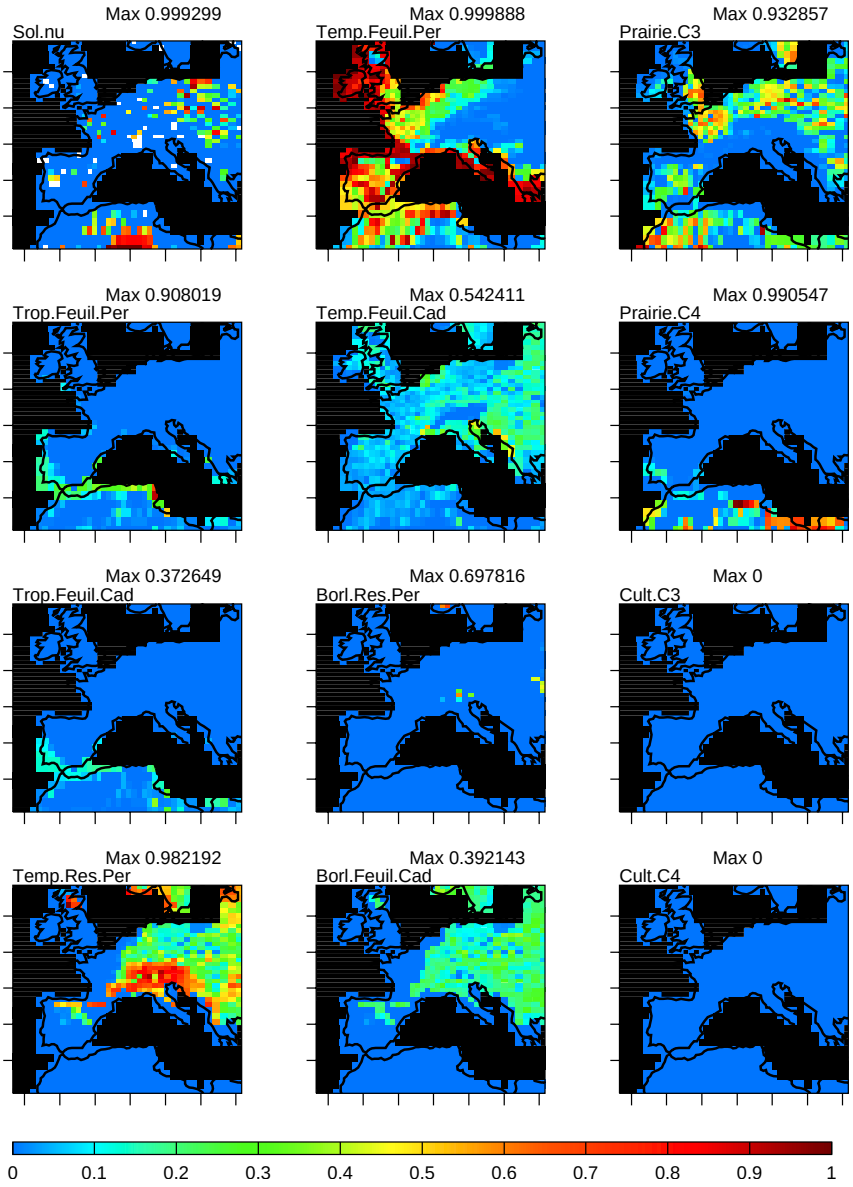


FIG. 3.25 – Distribution de végétation en Europe simulée par ORCHIDEE, soumis au forçage climatique du Pliocène moyen issu de la simulation LMDZHR. Sont exprimées les fractions de chaque PFT (cf. tableau 3.4), à l'exception des résineux à aiguilles caduques boréaux PFT (n° 8), dont la fraction est quasiment nulle sur tout le domaine d'étude.

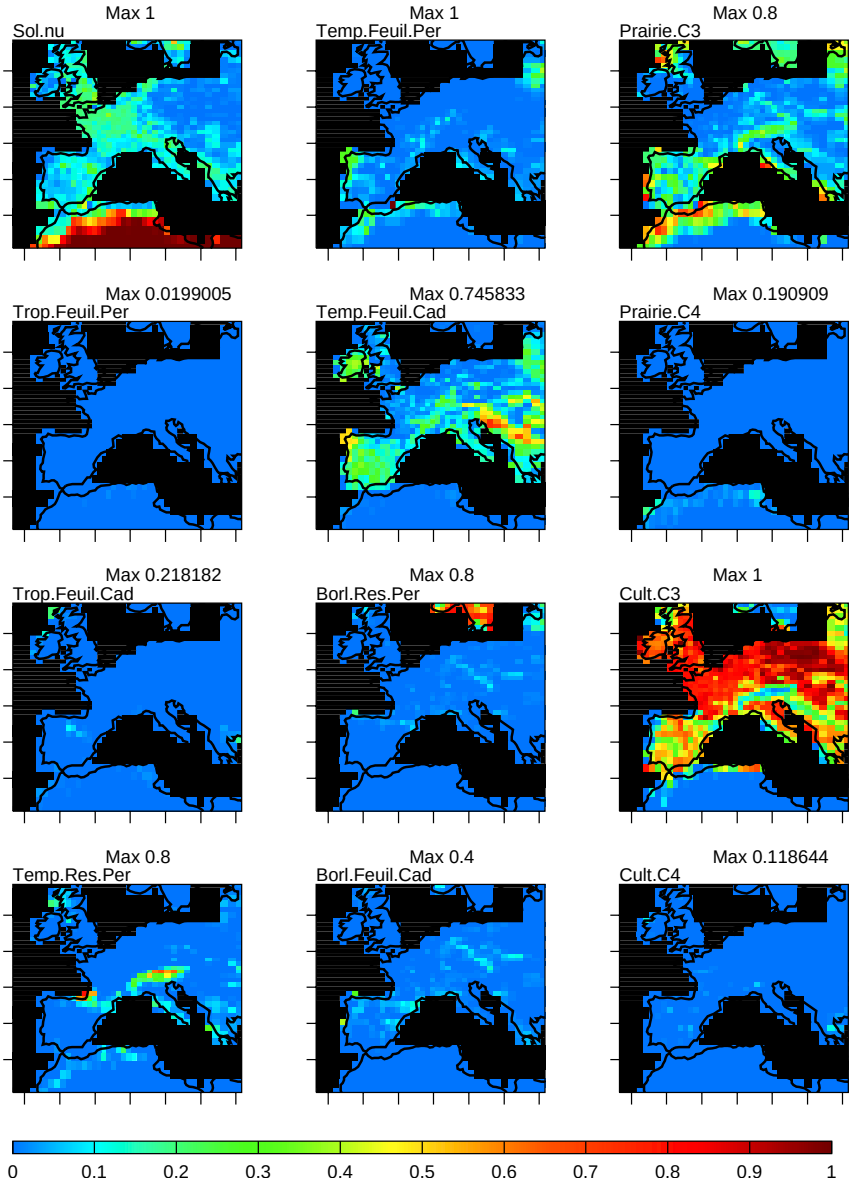


FIG. 3.26 – Distribution actuelle de végétation, i.e. anthropique, utilisée dans les simulations LMDZHR et LMDZLR. Sont exprimées les fractions de chaque PFT (cf. tableau 3.4), à l'exception des résineux à aiguilles caduques boréaux PFT (n° 8), dont la fraction est quasiment nulle sur tout le domaine d'étude.

qu'est prise en compte la distribution de végétation pliocène (LMDZHR-*veget*).

Le rôle joué par la végétation dans la simulation du cycle de l'eau continental se traduit par une humidité du sol nettement plus élevée dans la simulation LMDZHR-*veget* sur l'ensemble de l'Europe (figure 3.27(e)). En revanche, les précipitations sont diminuées en moyenne de 50 à 150 $mm.an^{-1}$ en Europe de l'Ouest par rapport à la simulation LMDZHR (figure 3.27(d)).

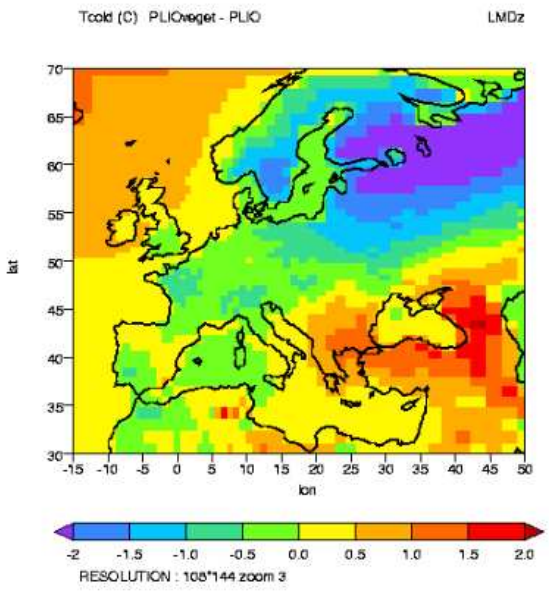
En terme de comparaison aux reconstructions polliniques (figure 3.28), la simulation LMDZHR-*veget* présente donc des champs de température des mois le plus froid et le plus chaud plus proches des estimations, bien que toujours plus élevées (figures 3.28(a) et 3.28(b)). Le recyclage local de l'eau semble également mieux évalué grâce à la prise en compte d'une végétation appropriée en Europe occidentale. La comparaison aux sites de La Londe et Susteren en terme d'humidité du sol est meilleure que précédemment (figure 3.28(e)). En revanche, l'incapacité du modèle à reproduire la hausse des précipitations déduites des reconstructions polliniques est encore accentuée (figure 3.28(d)). Cependant, dans la mesure où la végétation est plus sensible à l'humidité du sol qu'aux quantités précipitées, la comparaison du modèle aux données vis-à-vis du rapport E/PE semble plus robuste et les estimations d'origine pollinique en terme de précipitations pourraient être elles-mêmes surestimées.

3.3.5 Conclusion

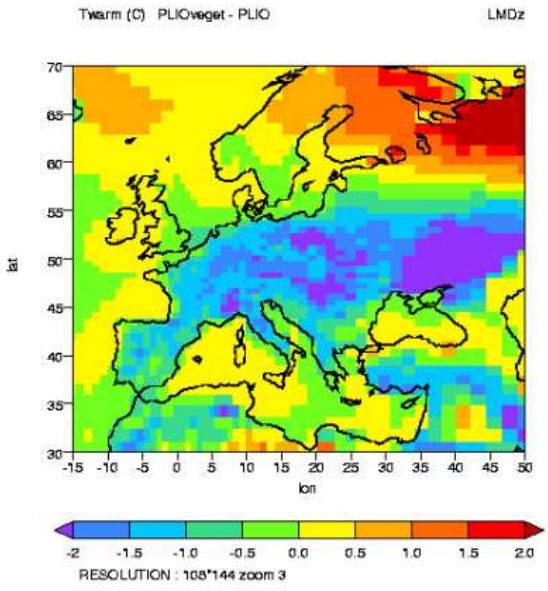
Les simulations du Pliocène moyen à l'aide du MCG LMDZ en configuration zoomée ont permis de tester le modèle dans la situation d'un climat supposé plus chaud et humide. A l'échelle globale, le modèle se comporte comme ses prédécesseurs utilisant le même jeu de conditions aux limites. Principalement soumis au forçage d'une couverture glaciaire réduite, associé à un niveau marin plus élevé et sous l'influence de SSTs non uniformément plus chaudes, il simule un réchauffement croissant de l'Equateur vers les pôles et une faible hausse des précipitations à l'échelle mondiale.

Si les champs de température et de précipitations diffèrent d'une simulation à basse résolution à son équivalent zoomé, il n'a pas été mis en évidence une amélioration significative dans le cas de la haute résolution. L'apport d'une meilleure représentation de l'orographie est en ce cas plus limité, compte tenu des reliefs moins prononcés du Pliocène.

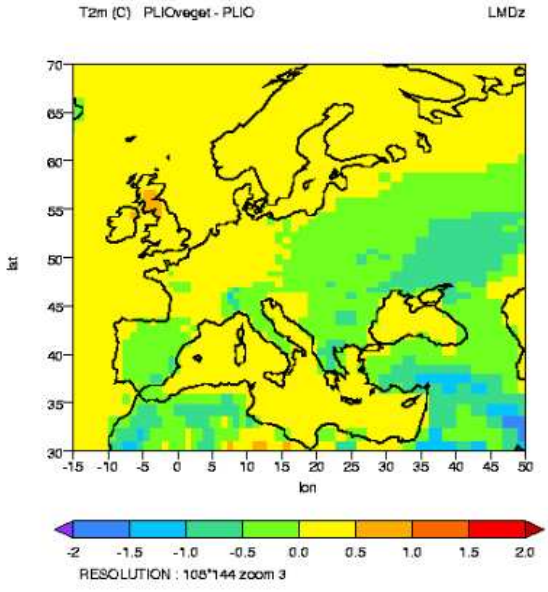
En revanche, la mise en place d'une simulation haute résolution de même type mais



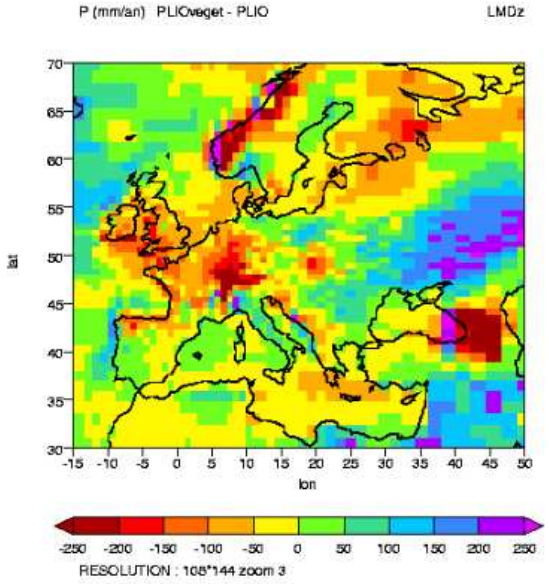
(a) Température du mois le plus froid (^{o}C)



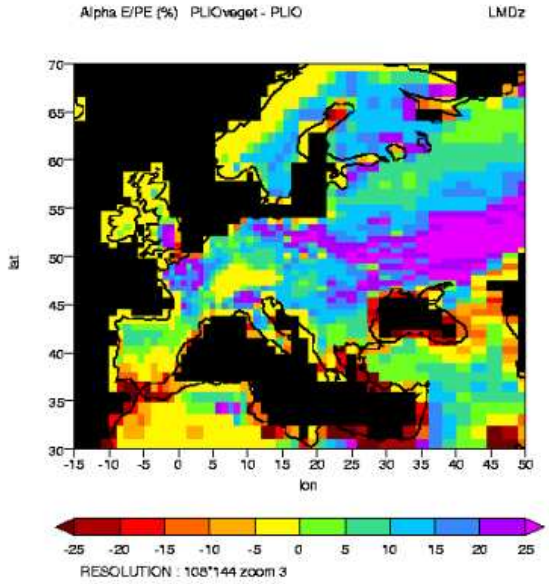
(b) Température du mois le plus chaud (^{o}C)



(c) Température moyenne annuelle (^{o}C)



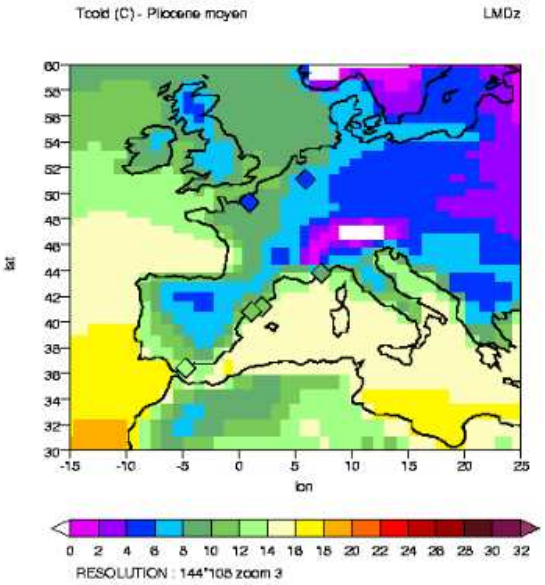
(d) Précipitations moyennes annuelles ($mm.an^{-1}$)



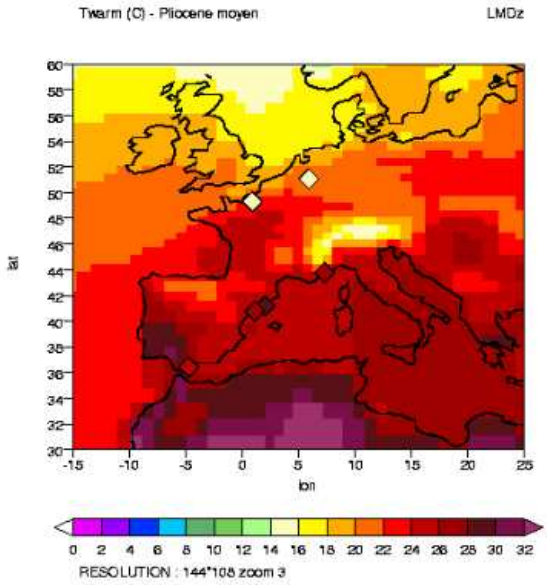
(e) Rapport E/PE (%)

FIG. 3.27 – Anomalies (LMDZHR-*veget* - LMDZHR) pour différentes variables climatiques.

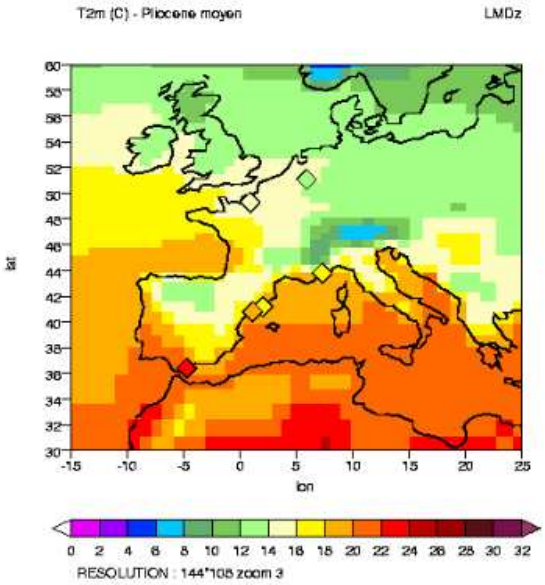
créditée d'une végétation à l'équilibre avec le forçage atmosphérique, via l'utilisation du modèle de végétation dynamique ORCHIDEE, a permis d'améliorer sensiblement la représentation du cycle saisonnier des températures et la simulation de l'humidité du sol. Seuls les champs précipités simulés apparaissent dégradés vis-à-vis de la simulation initiale par comparaison aux reconstructions polliniques, dont les estimations sont cependant moins robustes que celles de l'humidité du sol. Ces résultats sont à confirmer par une analyse en anomalies par rapport à la simulation de contrôle.



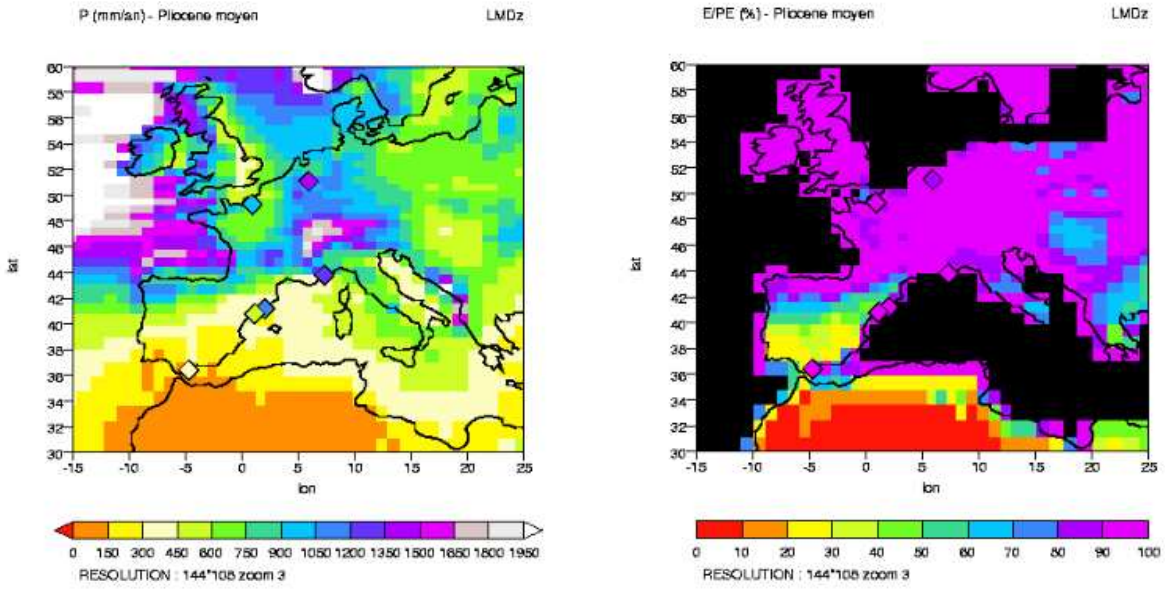
(a) Température du mois le plus froid (^{o}C)



(b) Température du mois le plus chaud (^{o}C)



(c) Température moyenne annuelle (^{o}C)



(d) Précipitations moyennes annuelles ($mm.an^{-1}$)

(e) Rapport E/PE (%)

FIG. 3.28 – Comparaison des valeurs simulées au Pliocène moyen (expérience LMDZHR-*veget*) aux reconstructions polliniques sur l'Europe occidentale et méridionale.

3.4 Conclusion

Les simulations qui ont été conduites à l'aide du modèle de circulation générale atmosphérique LMDZ dans une configuration zoomée et ce, pour trois climats significativement différents, ont pour objectif d'apporter une quantification spatialisée des variables du forçage atmosphérique à l'échelle du bassin de Paris en différents points clefs de son évolution paléoclimatique. L'utilisation d'une résolution affinée sur le bassin permet de rendre compte d'une variabilité spatiale. La reconstruction d'une variabilité temporelle selon le scénario d'évolution reconstruit s'appuiera également sur ces résultats. Pour ce faire, une méthode d'extrapolation sera développée. Les champs simulés ont pour vocation de servir de signal d'entrée à un modèle hydrologique qui en déduira une part infiltrée et donc une recharge évolutive, résultat ultime qui forcera directement le modèle des écoulements souterrains (chapitre 4).

L'analyse développée dans ce chapitre a permis d'évaluer la réponse du MCGA aux forçages qui lui sont imposés, i.e. à des conditions aux limites représentatives d'un climat

donné. La comparaison de la simulation de contrôle à une climatologie actuelle met en évidence les biais du modèle en température et précipitation. Sur l'Europe et en particulier sur le Bassin parisien, ceux-ci sont notables, atteignant jusqu'à 2^{o}C et 2 mm.jour^{-1} en moyenne annuelle. Une correction des valeurs simulées devra donc être envisagée avant que celles-ci ne soient intégrées dans le modèle hydrologique. De ce fait, une utilisation des résultats des simulations du DMG et du Pliocène moyen en anomalies par rapport au CTRL est recommandée.

L'étude des paléoclimats simulés par le modèle LMDZ a mis l'accent sur l'évaluation du comportement comparé d'un même modèle climatique selon qu'il est utilisé en basse ou haute résolution. L'intercomparaison entre modèles climatiques permettant d'atteindre une haute résolution selon différentes approches pour le DMG a apporté un éclairage supplémentaire à la question. De plus, les bases de données polliniques élaborées pour l'occasion (Pliocène moyen) ou en partie réévaluées (DMG) ont contribué à rendre l'exercice de comparaison plus significatif.

Pour le DMG, les trois modèles utilisés n'affichent pas les mêmes tendances. Les MCGA à grille fine, dont le modèle LMDZ, s'ils reproduisent avec plus de précision la diminution des précipitations indiquée par les reconstructions polliniques que leurs équivalents basse résolution, ne sont pas plus capables que ces derniers de simuler le refroidissement hivernal estimé d'après les mêmes données polliniques. En revanche, le modèle imbriqué HADRM est le premier modèle climatique à capturer ce refroidissement mais au détriment du champ de précipitations. Enfin dans le cas du Pliocène moyen, aucune amélioration significative ne peut être attribuée à l'emploi d'une haute résolution. Le modèle se comporte cependant de façon honorable en particulier dans la simulation des températures moyennes annuelles. Les disparités entre modèles climatiques et données polliniques ne peuvent donc être attribuées au seul impact de la résolution des modèles et d'autres raisons doivent être invoquées.

Les perspectives offertes à la haute résolution ne sont pas pour autant fermées, sachant qu'il existe une demande forte d'information climatique à l'échelle régionale ou locale, lorsque l'estimation des impacts potentiels du changement climatique futur est recherchée. Les investigations sont à poursuivre, notamment à une échelle temporelle plus fine.

Enfin, un dernier aspect a été abordé dans ce travail de modélisation climatique par la prise en compte dans une simulation au Pliocène moyen d'une végétation simulée par un modèle global de végétation dynamique (ORCHIDEE). La résolution grossière, aussi

bien spatiale qu'en terme de description de la végétation, du jeu de conditions aux limites PRISM2 n'était en effet pas adaptée à la haute résolution du LMDZ, sans compter que les distributions de végétation qu'il proposait ne correspondaient pas à celles employées par le schéma de surface SECHIBA du MCGA. Si un tel exercice de simulation d'une végétation pliocène, à l'équilibre avec le climat simulé, a déjà pu être mis en œuvre (Haywood et al. 2002a), notre travail s'est distingué par l'analyse en retour des champs simulés du modèle lorsque cette nouvelle distribution de végétation lui est prescrite. Si les résultats restent préliminaires, car comparés aux estimations polliniques en valeurs absolues et non en anomalies, ils sont prometteurs. L'introduction d'une végétation appropriée se traduit notamment par un cycle saisonnier des températures et une humidité du sol mieux représentés. Les précipitations sont en revanche plus largement sous-estimées par rapport aux estimations polliniques, dont il est possible qu'elles soient cependant elles-mêmes surestimées.

Chapitre 4

Du forçage atmosphérique au forçage d'infiltration : modélisation paléohydrologique du bassin de Paris

Jusqu'à présent, les efforts de modélisation développés dans cette deuxième partie ont conduit à quantifier pour trois situations climatiques distinctes, l'actuel, le DMG et le Pliocène moyen, les forçages atmosphériques avec une précision accrue dans notre domaine d'étude, la résolution spatiale des variables atteignant près de 60 km au centre du bassin de Paris grâce à l'utilisation du zoom du modèle LMDZ. De ces quantités atmosphériques doit découler l'estimation de l'alimentation du système souterrain, qui est une entrée du modèle hydrogéologique et dont l'évolution au cours des derniers millions d'années est recherchée. L'objectif de ce présent chapitre est la présentation du traitement des données météorologiques simulées pour en extraire un forçage d'infiltration continu et évolutif à utiliser en tant qu'entrée du système hydrogéologique.

Impliquant l'interface entre l'atmosphère et le souterrain, la modélisation hydrologique du système est nécessaire pour assurer le calcul du bilan hydrique, élément essentiel de notre étude. La résolution du bilan d'eau aboutit à déterminer la part de l'eau précipitée qui n'est ni évaporée, ni stockée dans le sol, ni ruisselée mais qui va participer à la recharge des nappes. Le schéma de surface est donc un maillon indispensable du forçage entre quantités atmosphériques simulées et écoulements souterrains. C'est en outre au cours de cette étape intermédiaire que seront reconstruits les paliers paléoclimatiques non simulés par le modèle LMDZ. Les données utiles à la caractérisation hydrologique de ceux-ci seront

déduites par extrapolation de celles estimées par le MCGA, en se fondant sur la courbe d'évolution temporelle discrétisée des températures établie en section 2.3.

4.1 L'interface atmosphère-souterrain

Dans les MCGA, les seuls processus hydrologiques considérés dans la branche continentale du cycle de l'eau sont associés au sol et à la végétation. Ils jouent le rôle de condition aux limites pour l'atmosphère, par des échanges de chaleur et d'humidité, via les flux évaporatoires et interviennent pour clore le cycle de l'eau. Les processus associés aux aquifères ne sont en revanche pas représentés parce que les temps de résidence moyens de l'eau dans ces systèmes (1 500 ans, de Marsily 1995) sont trop longs comparés à la dynamique atmosphérique (quelques jours) et les capacités de calcul numérique encore insuffisamment développées pour introduire un modèle hydrogéologique physique dans un MCGA (York et al. 2002). Quelques tentatives de couplage entre système climatique et aquifères existent cependant, pour des représentations régionales simples, à l'échelle du bassin versant, dans des situations où la connexion entre nappe de surface et atmosphère est forte (zones humides par exemple) (York et al. 2000, 2002). En effet, lorsque sa surface libre est proche de la surface topographique, la nappe agit sur l'humidité du sol et la disponibilité en eau des plantes et donc sur les flux de chaleur sensible et latente vers l'atmosphère, en particulier lors de la saison sèche. Les aquifères interagissent également avec le système climatique global du fait de leur influence sur l'hydrologie de surface.

Les paramétrisations hydrologiques de surface les plus simples utilisées dans les MCGA font intervenir un modèle dit de « bucket », le modèle de Manabe (Manabe 1969). Le sol est représenté par un réservoir d'une capacité maximale $W_{max} = 150$ kg.m^{-2}, c'est-à-dire une hauteur d'eau de 150 mm. L'évapotranspiration réelle (ETR) s'exprime en fonction de l'évapotranspiration potentielle (ETP) selon la relation ETR $= \beta$ ETP où β est une fonction exponentielle négative de W, qui est une variable entre 0 et W_{max}. Des efforts significatifs ont été menés récemment dans le but d'améliorer la représentation des processus de surface continentaux grâce au développement de schémas de surface à base physique dits Sol-Végétation-Atmosphère (SVAT, Henderson-Sellers et al. 1996) intégrés aux MCGA. Les SVAT décrivent les processus d'échanges d'eau et d'énergie entre l'atmosphère et la biosphère terrestre et le bilan d'eau du sol à de courts pas de temps (de l'ordre de quelques minutes à quelques heures). Les dernières générations couplent processus biophysiques,

biogéochimiques et écologiques et incluent des modèles de végétation dynamique globale (le modèle de biosphère terrestre ORCHIDEE (Krinner et al. 2005) de l'IPSL par exemple, cf. chapitre 3).

De nombreuses études s'intéressant aux interactions entre climat et végétation ont illustré la pertinence de tels schémas en mettant en évidence les rétroactions de cette dernière sur le climat (de Noblet-Ducoudré et al. 1996, 2000, par exemple). Le choix d'une configuration couplée du modèle climatique LMDZ avec le schéma de surface SECHIBA (Ducoudré et al. 1993), le composant hydrologique du modèle de biosphère terrestre ORCHIDEE, s'est ainsi imposé dans notre étude, dans le souci d'une meilleure simulation climatique.

Le schéma de surface SECHIBA

SECHIBA reçoit un forçage climatique de la part du MCGA, sous la forme des rayonnements solaires infrarouge et incident, des précipitations totales, de la température et de l'humidité de l'air. Il détermine le flux de chaleur dans le sol et les flux de chaleur sensible et latente entre l'atmosphère et la surface. Le calcul des flux évaporatoires est fonction du type de végétation. Celle-ci est décrite en chaque maille par une mosaïque de types fonctionnels de plante (PFT), au nombre de 12, auquel s'ajoute le sol nu, chaque type possédant ses propres caractéristiques rendant compte de la résistance stomatique, de la hauteur du couvert végétal et de la rugosité. Les flux de chaleur sont calculés indépendamment pour chaque type de végétation présent dans une maille. La moyenne pondérée de ces flux constitue l'évapotranspiration totale transmise à l'atmosphère au sommet de la couche limite turbulente.

Les transferts hydriques dans le sol sont contrôlés par un algorithme de remplissage d'un réservoir à deux couches, de profondeur totale 1 m, et de capacité de stockage maximale correspondant à une hauteur d'eau de 150 mm. La couche superficielle n'existe que lorsque la différence entre les précipitations liquides P qui arrivent au sol et l'évapotranspiration E, soit P−E, est positive. L'évaporation est alimentée par l'humidité de cette couche, qui permet d'en reproduire les variations à court terme. L'épaisseur de la couche superficielle varie en fonction de son état de saturation : tant que P−E reste positif, la couche s'approfondit alors que son épaisseur se réduit par drainage vers la couche profonde dès qu'elle n'est plus saturée.

Le ruissellement, défini comme dans le modèle de Manabe, n'intervient que lorsque le sol est intégralement saturé, les deux réservoirs étant alors réunis. Le drainage, fonction du

contenu en eau de la couche, est un flux d'eau descendant vers la couche profonde lorsqu'il est issu de la couche superficielle. A la base de la couche profonde, il produit un écoulement d'eau hors de la maille.

Le transport latéral ou routage de l'eau issue du ruissellement et du drainage profond, par les fleuves et les rivières jusqu'aux océans, est assuré au moyen d'une cascade de trois réservoirs linéaires, selon le schéma développé par Polcher (2003) : un réservoir lent alimenté par le drainage profond, un réservoir dit rapide qui a comme source le ruissellement de surface et le réservoir des fleuves, qui stocke les flux amonts. Les flux de chaque réservoir sont déterminés par un coefficient de rétention, fonction de la vitesse moyenne sur le bassin, elle-même paramétrisée à travers un indice topographique.

Cependant, l'hydrologie simulée directement à partir d'un MCGA-SVAT, tel que LMDZ-SECHIBA, est généralement erronée et souvent de façon importante. En effet, Ducharne et al. (2003) montrent que les erreurs systématiques de simulation des précipitations du MCGA, à savoir une large surestimation de celles-ci à l'actuel par comparaison aux climatologies disponibles (Legates et Willmott 1990), se répercutent sur les termes d'évaporation et de ruissellement. Le bilan hydrologique est reconnu comme un maillon faible de la plupart des schémas de surface (Koster et al. 2000). La résolution du transfert latéral des eaux ruisselées par un réseau de drainage de surface n'est source que de très faibles améliorations du bilan d'eau et des débits simulés (Ducharne et al. 2003).

Dans ces conditions, et compte tenu de notre objectif d'étude, il est apparu plus prudent de ne pas s'appuyer sur les résultats du bilan hydrique de surface réalisé par SECHIBA mais d'en recalculer les termes à partir d'un modèle hydrologique. Il est ainsi possible de corriger les quantités atmosphériques issues du MCGA (cf. section 4.3.2). De plus, ce modèle pourra être utilisé pour le calcul des bilans des paliers climatiques non simulés par le MCGA, en extrapolant non pas les infiltrations mais le forçage atmosphérique lui-même.

Le choix du modèle hydrologique de substitution s'est porté vers le module hydrologique distribué MODSUR (MODélisation des transferts de SURface) qui fait partie du MODèle COUplé MODCOU (Ledoux 1980, Ledoux et al. 1989), développé par le Centre d'Informatique Géologique (CIG) de l'Ecole des Mines de Paris (ENSMP). Ce choix se justifie principalement par l'adéquation de MODSUR avec le modèle NEWSAM (Ledoux 1975), utilisé pour simuler les écoulements souterrains, également développé au CIG. En effet, les sorties de MODSUR en infiltration peuvent être directement intégrées dans NEWSAM.

Le couplage entre schéma de surface et modèle hydrologique, sous forçage atmosphérique et intégrant les échanges avec les eaux souterraines, dépasse à ce stade le cadre de notre travail, même s'il est source d'un rendu plus précis du bilan hydrique (Ottlé et al. 2001). Notre intérêt se porte pour l'instant exclusivement sur les quantités infiltrées, aux dépens d'une résolution explicite de l'hydrologie de surface et de la prise en compte de possibles rétroactions sur les bilans énergétiques et hydriques.

Dans un premier temps, l'exposition du principe de fonctionnement de MODSUR pour calculer le bilan d'eau permet d'identifier les données d'entrée et les paramètres à introduire dans le modèle. Ceux-ci seront présentés, suite à une brève description du domaine modélisé. Une étape préliminaire de correction des valeurs issues du MCGA, par comparaison aux observations actuelles, est nécessaire avant toute première mise en œuvre de MODSUR. Les résultats fournis par le modèle hydrologique sont d'abord discutés pour les trois climats clefs simulés par le MCGA. Les variables corrigées du forçage atmosphérique sont ensuite extrapolées pour les paliers climatiques non simulés par le modèle LMDZ, de façon à calculer un bilan hydrologique pour chacun d'entre eux. L'utilisation répétée du modèle hydrologique dans des situations climatiques variées doit permettre de reconstruire un scénario d'évolution des conditions d'alimentation des aquifères du bassin de Paris, qui sera intégré dans le modèle simulant les écoulements souterrains.

4.2 Le modèle hydrologique MODSUR

4.2.1 MODSUR, un des modules du programme MODCOU

MODSUR est un modèle hydrologique distribué qui calcule un bilan d'eau spatialisé, par conversion d'un forçage atmosphérique en évaporation, ruissellement, stockage de l'eau dans le sol et infiltration. MODSUR est un des modules du modèle couplé MODCOU. Ce dernier a pour objectif la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains à l'échelle d'un bassin hydrologique. Le découpage du cycle de l'eau en maillons successifs et indépendants permet d'utiliser séparément chaque module. Ainsi MODSUR gère-t-il sur une couche superficielle les transferts de surface et les apports au souterrain. Une présentation détaillée du modèle MODCOU est disponible dans Ledoux (1980).

Dans sa version couplée, le modèle a été très largement utilisé, à l'échelle de bassins versants de quelques km^2 à plusieurs dizaines de milliers de km^2. Citons entre autres le

bassin du Caramy (France) de 250 km^2 pour une de ses premières applications (Ledoux et al. 1984), le bassin du Rhône (86 500 km^2) dans le cadre d'un couplage avec le SVAT ISBA (Golaz 1999, Habets et al. 1999, Ottlé et al. 2001) ou encore, plus récemment, le bassin de la Seine (78 600 km^2) au sein du programme de recherche PIREN-Seine (Gomez 2002).

4.2.2 Les principes du modèle hydrologique MODSUR

Le programme MODSUR a pour but la répartition à chaque pas de temps de la lame d'eau disponible au sol entre évapotranspiration, quantité stockée dans le sol, ruissellement et infiltration. Le domaine d'étude est discrétisé spatialement en éléments auxquels sont rattachées les caractéristiques physiques superficielles. Le sous-programme GEOCOU (GEOmétrie du modèle COUplé) permet de définir la structure du système et d'attribuer les caractéristiques physiographiques des bassins versants.

En entrée, le modèle reçoit des précipitations et les échange à travers les limites du domaine modélisé. Les forçages atmosphériques sont définis sur des zones météorologiques, dites « zones météo », où ils sont considérés comme homogènes. Le calcul du bilan hydrologique est effectué au pas de temps de ces données météorologiques.

L'établissement du bilan hydrique répond à des principes schématiques : MODSUR est un modèle paramétré simple, de la famille des modèles à réservoirs, fondé sur l'utilisation de fonctions de production. Le mécanisme de fonctionnement de ces dernières est adapté par l'utilisateur à la nature du problème, d'où une grande souplesse d'utilisation. Le rôle des fonctions de production est de représenter les mécanismes présents à la surface et de régler les quantités d'eau parvenant aux exutoires et dans le souterrain. Elles fonctionnent suivant le schéma présenté en figure 4.1. Dans un premier réservoir, dit réservoir sol, est répartie à chaque pas de temps météorologique la lame d'eau précipitée P entre l'évapotranspiration réelle ETR et la lame d'eau EAU disponible pour l'écoulement, en fonction de l'état du stock R et de l'évapotranspiration potentielle ETP. Ce partage est contrôlé par deux paramètres : le niveau minimal $DCRT$ et le niveau moyen CRT du réservoir sol. Trois réservoirs modulent alors la distribution de l'eau vers le domaine de surface et le souterrain. Le réservoir de transfert sépare la lame d'eau ruisselée QR alimentant l'écoulement latéral de surface de la lame d'eau infiltrée QI alimentant les aquifères, en fonction d'un seuil d'infiltration FN. Un second réservoir de ruissellement détermine la répartition entre

ruissellement pur et ruissellement retardé QRR selon un coefficient de tarissement CQR et un niveau de débordement $QRMAX$. De même, un troisième réservoir introduit un retard éventuel entre l'infiltration et l'alimentation de la nappe en fonction d'un coefficient de vidange CQI et d'un niveau de débordement $QIMAX$. Ces deux derniers réservoirs fonctionnent selon un mécanisme de vidange exponentielle. Les niveaux des réservoirs sont initialisés en début de simulation et calculés à chaque pas de temps. Une fonction spécifique appelée eau libre régit les échanges dans le cas d'un plan d'eau de surface. L'ETR représente alors 80 % de l'ETP et $QR = P - ETR$.

Ce schéma de calcul est prévu pour fonctionner au pas de temps journalier. Il diffère en ce point du schéma de surface SECHIBA dont le pas de temps de calcul, de l'ordre de trente minutes, permet de décrire les processus d'échanges d'eau et d'énergie entre l'atmosphère et la biosphère.

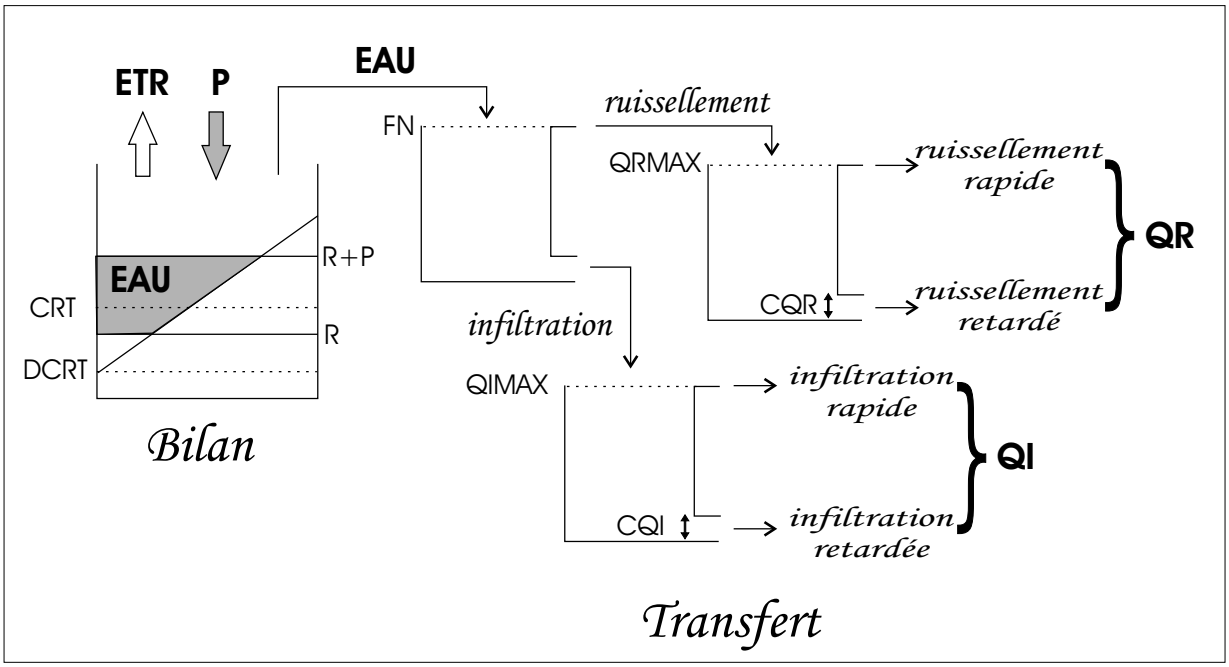


FIG. 4.1 – Schéma de fonctionnement d'une fonction de production.

La définition d'un réseau de drainage est requise pour le transfert de l'eau en surface. Ce réseau se divise d'une part en zones de ruissellement pur où l'acheminement des lames ruisselées à l'exutoire est effectué par isochronisme en fonction des temps de concentration des bassins. D'autre part, ces eaux sont recueillies par un réseau hydrographique principal, défini comme une arborescence de biefs se déversant les uns dans les autres d'amont en aval

selon une loi de tarissement exponentielle et suivant une direction unique de vidange. Le débit est calculé en tout point du réseau hydrographique principal. L'ajustement du modèle de surface concerne les temps de concentration des bassins et les paramètres des fonctions de production. La procédure de calage vise à reproduire d'une part les quantités écoulées aux stations d'observation et d'autre part les hydrogrammes. Le calage n'est complet qu'en mode couplé (MODCOU), lorsque sont prises en compte les interactions entre nappes et rivières.

Les lames d'eau infiltrées sont quant à elles converties en volumes disponibles à chaque pas de temps et pour chacune des mailles de la couche de surface, en fonction de leur superficie.

4.3 Mise en œuvre du modèle hydrologique MODSUR sur le Bassin parisien

L'application du modèle de surface MODSUR au Bassin parisien a pour objectif principal la quantification des lames infiltrées dans le domaine souterrain et ce, sous les différents régimes climatiques définis dans le scénario d'évolution (cf. section 2.3). Compte tenu de cet objectif majeur, le transfert latéral de surface des lames ruisselées n'a pas été décrit. Une même direction quelconque de drainage a ainsi été affectée à l'ensemble des mailles, associée à un unique exutoire du domaine complet. Cette extrême simplification des processus hydrologiques de surface permet de s'affranchir du travail de définition du réseau hydrographique et de délimitation des bassins versants, même si de nombreux logiciels d'extraction automatique d'un réseau de drainage à partir d'un MNT existent.

L'absence de débits simulés par le modèle aux exutoires naturels du système rend impossible un ajustement direct de la paramétrisation hydrologique par comparaison aux mesures des débits à l'actuel. Cependant l'approche paramétrique simple adoptée dans ce modèle est robuste, dans la mesure où la transposition pure et simple des valeurs des paramètres d'une application à une autre, entreprise dans des conditions analogues, conduit à une première évaluation satisfaisante du bilan hydrique (Ledoux et al. 1984). Ainsi, la modélisation intégrée du système hydrologique Seine, développée par Gomez (2002) sur l'ensemble du bassin versant de ce fleuve à l'aide du programme MODCOU, se prête-t-elle aisément à une transposition de ses paramètres calés à l'objet de notre étude. Les fonctions

de production y ont été ajustées en comparant les valeurs simulées aux valeurs observées sur un ensemble de stations hydrométriques possédant une surface seuil de 250 km^2, à l'aide de critères statistiques (critère de Nash, biais et coefficient de corrélation). Le modèle fonctionnant en mode couplé avec les écoulements souterrains, la procédure de calage a inclus une étape de calibration du débit de base des rivières. Les résultats en terme de bilans hydriques se sont révélés satisfaisants. Les caractéristiques des fonctions de production définies dans cette approche peuvent donc être considérées comme représentatives à l'échelle régionale et seront étendues à l'ensemble du Bassin parisien, pour une évaluation au premier ordre du bilan hydrique.

Prenant en compte ces considérations simplificatrices, les données nécessaires au modèle, présentées en section 4.2.2, dont l'acquisition pour application au bassin de Paris sera détaillée par la suite, peuvent être résumées de la sorte :

1. **un domaine discrétisé** : définition des limites du domaine de surface et découpage en mailles,
2. **des conditions aux limites** : précipitations et ETP pour chaque maille et à chaque pas de temps, sur des zones météorologiques homogènes,
3. **des caractéristiques physiographiques** : pour chaque maille du domaine, un type de sol et une catégorie de végétation, à prendre en compte dans la définition des fonctions de production, et choisies selon des méthodes similaires à celles employées par Gomez (2002) sur le bassin de la Seine,
4. **des paramètres** : attribution à chaque maille d'une fonction de production et donc du jeu de paramètres associé la définissant entièrement, choisie parmi les fonctions de production calées par Gomez (2002),
5. **des conditions initiales** : contenu en eau des réservoirs.

Ce jeu de données doit être reconstruit aussi bien pour l'actuel que pour les climats passés considérés.

4.3.1 Un domaine discrétisé

GEOCOU est le sous-programme de MODSUR chargé de décrire la discrétisation spatiale du domaine de surface. Celle-ci est héritée de la définition du modèle souterrain NEWSAM,

décrit ci-après dans la section 5.2. Ainsi le mode de discrétisation adopté, en mailles carrées emboîtées de taille variable, est-il une généralisation d'une schématisation classique en hydrogéologie et utilisée dans NEWSAM (Ledoux 1975). Le domaine de surface est construit par l'assemblage des mailles affleurantes de chaque couche souterraine, ce qui en définit les limites. Il en résulte une surface couvrant près de 250 000 km^2 (248 874 km^2), découpée en 58 908 mailles de 5 km de côté, affinées à 2,5 km au niveau des structures tectoniques majeures du bassin de Paris (figure 4.2).

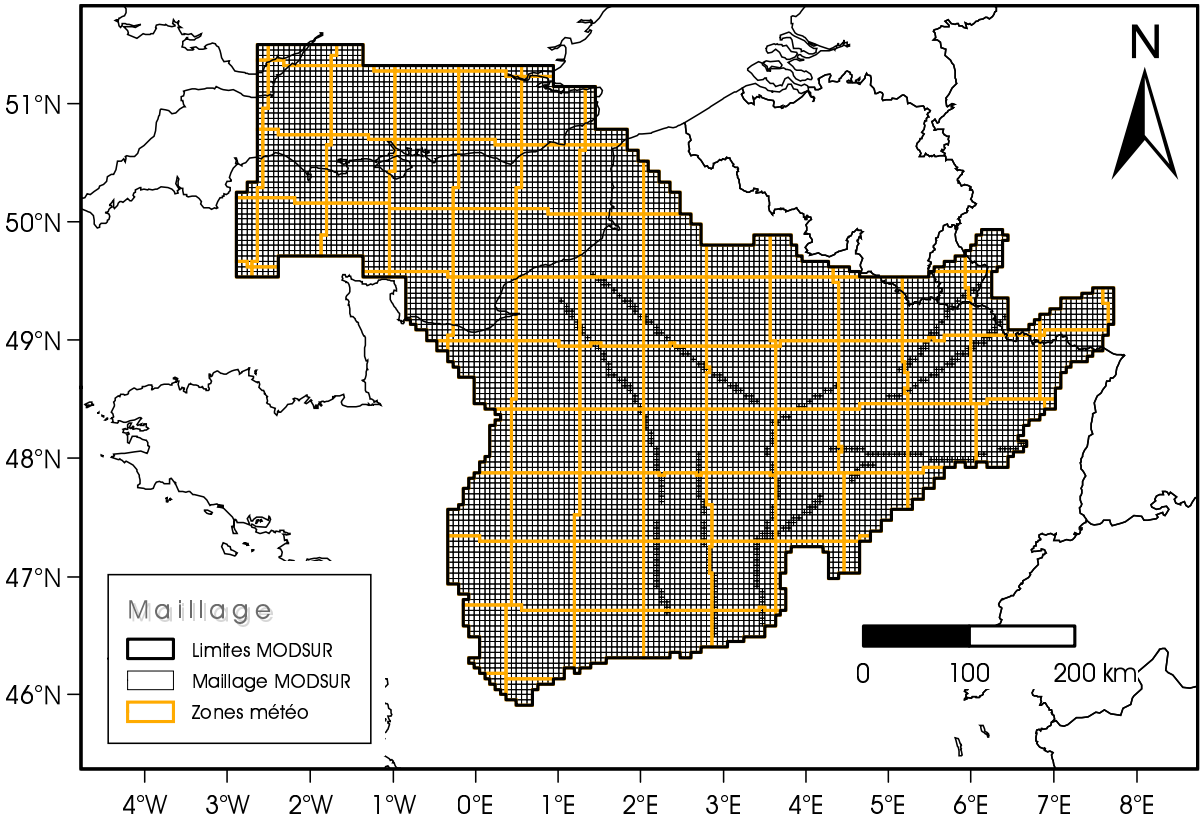


FIG. 4.2 – Maillage de surface du programme MODSUR et zones météorologiques.

4.3.2 Des conditions aux limites : les données météorologiques

La construction de zones météo et la prescription de données météorologiques se fondent sur la structure et les sorties du modèle LMDZ, disponibles pour trois climats clefs : l'actuel, le DMG et le Pliocène moyen (chapitre 3).

4.3.2.1 Les zones météorologiques

Toute maille de surface est affectée à une zone météorologique, caractérisée par une uniformité de la lame d'eau précipitée à chaque pas de temps. Ces zones peuvent être modulées en fonction de la variabilité spatiale de l'évapotranspiration potentielle. Cette étude considérera une discrétisation spatiale de l'ETP équivalente à celle des précipitations. Les forçages atmosphériques étant discrétisés sur la grille du LMDZ, les mailles du MCGA deviennent tout naturellement les zones météo de MODSUR (figure 4.2). Au nombre de 93, elles regroupent jusqu'à plus de 150 mailles MODSUR. Ce niveau de discrétisation des variables météorologiques semble suffisant sur le bassin de Paris et tout exercice de désagrégation supplémentaire pour prise en compte d'une variabilité sous-maille s'avère non nécessaire. La variabilité spatiale climatique et topographique est en effet relativement faible sur le bassin.

4.3.2.2 Construction d'une année moyenne de précipitations et d'ETP à partir des simulations LMDZ pour chaque climat clef

Les variables météorologiques produites par le modèle LMDZ sont disponibles au pas de temps journalier pour dix années de simulation. Une année moyenne peut donc être construite pour les trois régimes climatiques modélisés, à savoir l'actuel, le DMG et le Pliocène moyen. Le régime hydrique caractéristique de chacune de ces situations sera alors calculé à l'équilibre sur la base de cette année hydrologique moyenne, répétée dix fois, après un « spin-up » d'une année destiné à initialiser les réservoirs.

Les champs de températures et de précipitations simulés par le modèle LMDZ ont été analysés au chapitre 3 à l'échelle régionale avec un intérêt particulier pour le domaine zoomé d'Europe du Nord-Ouest qui englobe le bassin de Paris. Si le MCGA s'est révélé capable de simuler des changements climatiques significatifs, il fait preuve en revanche de résultats moins convaincants lorsque ceux-ci sont comparés aux climatologies actuelles disponibles pour le CTRL ou aux reconstructions climatiques fondées sur des données polliniques pour les paléoclimats du DMG et du Pliocène moyen.

A l'échelle du Bassin parisien, les champs de précipitations simulés par le modèle LMDZ au CTRL et d'ETP recalculées à partir des variables climatiques simulées (cf. ci-dessous) sont comparés à des données fournies par Météo-France (MF) sur le bassin de la Seine. Il

s'agit de champs interpolés sur une grille de 8 km de côté et moyennés sur la période 1985-1995. Ces données sont issues de la mise en œuvre de l'analyse SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige, Durand et al. 1993), initialement développée pour fournir au pas de temps horaire avec une discrétisation verticale les champs suivants : température de l'air à la surface, précipitations liquides et solides, humidité de l'air, vents, pression, nébulosité, rayonnement atmosphérique et rayonnement solaire incident. SAFRAN se fonde sur une méthode d'interpolation qui prend en compte à la fois les sorties d'un modèle atmosphérique méso-échelle, les données climatologiques et les observations disponibles aux stations synoptiques.

Cas particulier de l'ETP

L'évapotranspiration potentielle (ETP) peut être définie comme l'évapotranspiration maximale d'un gazon disposant d'une réserve illimitée en eau dans le sol. Elle se distingue ainsi de l'évapotranspiration réelle (ETR) qui correspond à la lame d'eau effectivement évapotranspirée, limitée par la quantité d'eau dans le sol réellement disponible. Elle n'est pas facilement mesurée comme peut l'être l'évaporation et doit être recalculée à partir des autres variables atmosphériques. De nombreuses formules empiriques ont été établies, qui diffèrent par leur niveau de complexité et le nombre de variables nécessaires à leur calcul. La validité de l'ETP estimée dépend alors fortement de la précision avec laquelle chacune de ces variables est évaluée.

Deux méthodes, l'une fondée sur le bilan énergétique, l'autre sur une approche aérodynamique, sont traditionnellement utilisées pour estimer l'évaporation et mettre au point des méthodes de calcul de l'évapotranspiration. Les méthodes les plus fiables combinent les deux approches. Elles dérivent des travaux originaux de Penman (1948) et permettent d'estimer l'évapotranspiration d'une surface cultivée de référence à partir des données climatiques de température, d'humidité, de radiation solaire et de vent.

Les différentes méthodes d'estimation ont fait l'objet d'une classification en 1990 par Jensen et al. (1990), reprise ensuite par la FAO (Smith et FAO 1992), qui distingue l'application des formules selon le type de climat aride ou humide. La méthode de Penman-Monteith (Monteith 1965) se place en tête de cette classification et a été standardisée par la FAO (Allen et al. 1998) comme équation de référence pour le calcul de l'ETP, quel que soit le climat.

Météo-France utilise la formule de Penman, pour des variables toutes exprimées en

moyennes journalières :

$$ETP_{MF} = ETP_1 + ETP_2$$

$$ETP_1 = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n}{\lambda}$$

$$ETP_2 = \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \frac{0,26(1 + 0,4U_{10})(e_s - e_a)}{\tau}$$

avec :

- ETP_{MF} : évapotranspiration potentielle calculée « Météo-France » [mm.s^{-1}]
- R_n : rayonnement net à la surface [W.m^{-2}] pour un albédo $\alpha = 0,2$ et une émissivité de surface $\epsilon = 0,95$
- T : moyenne de la température de l'air à 2 m [K]
- U_{10} : vitesse du vent à 10 m [m.s^{-1}]
- e_s : pression de vapeur d'eau à saturation [kPa]
- e_a : pression de vapeur d'eau à 2 m [kPa]
- Δ : pente de la relation de Clausius-Clapeyron [Pa.K^{-1}]
- γ : constante psychrométrique [Pa.K^{-1}], posée à 65 Pa.K^{-1}
- λ : chaleur latente de vaporisation de l'eau, égale à $2,45.10^6$ J.kg^{-1}
- τ : nombre de secondes par jour, soit 86 400 s

L'ETP n'est pas simulée par le modèle de circulation générale atmosphérique et doit être également recalculée. Compte-tenu de la richesse des informations météorologiques détenues (issues du modèle LMDZ) et de façon à pouvoir les comparer aux ETP Météo-France à l'actuel, il semble logique de retenir la formulation de Météo-France pour estimer l'ETP sous les trois climats simulés.

Correction des valeurs journalières de précipitations et d'ETP sur le bassin de Paris à l'actuel

Les comparaisons des précipitations et ETP recalculées entre valeurs issues du modèle LMDZ au CTRL et de l'analyse SAFRAN sont réalisées sur le bassin de la Seine, pour lequel les données Météo-France sont disponibles au pas d'espace de 8 km (figure 4.3). A l'échelle régionale de ce bassin, comme à l'échelle européenne (cf. section 3.1), les précipitations sont surestimées par le modèle LMDZ d'environ 18 % en moyenne annuelle. Le cycle annuel n'est

pas reproduit (figure 4.3) : alors que les précipitations « Météo-France » se répartissent de façon relativement homogènes sur l'année, avec des amplitudes saisonnières maximales de l'ordre de 20 mm.mois^{-1}, les précipitations « LMDZ » se concentrent pendant la période hivernale, d'où des anomalies de plus de 40 mm.mois^{-1}, quand l'été et le début de l'automne éprouvent en revanche un déficit de pluie (-30 mm.mois^{-1}). Au cours du cycle mensuel, les anomalies d'ETP oscillent autour de 20 %, avec des ETP sous-estimées en hiver et surestimées en été (figure 4.3). En moyenne annuelle sur le bassin, les ETP « LMDZ » sont supérieures d'environ 8 %. Les températures interannuelles « LMDZ » et « Météo-France » sont également présentées en moyenne mensuelles (figure 4.3). Le MCGA simule une température moyenne annuelle environ 1^{o}C supérieure à celle déduite de l'analyse SAFRAN sur le bassin de la Seine.

Pour pallier le biais du modèle de circulation générale atmosphérique, un facteur correcteur multiplicatif mensuel est appliqué de la façon suivante aux données journalières :

$$V_c(j,z) = V(j,z) \times \frac{V_{obs}(m,z)}{V(m,z)}$$

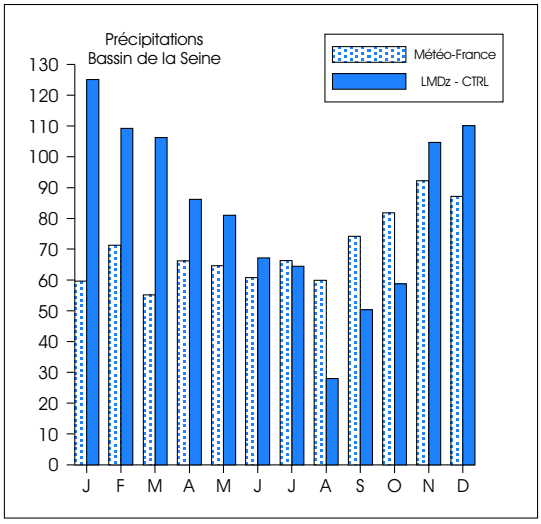
avec :

- $V_c(j,z)$: valeur journalière corrigée pour le jour j (de 1 à 360) sur une zone météo z (maille LMDZ)[1]
- $V(j,z)$: valeur journalière simulée par le modèle LMDZ pour le jour j sur une zone météo z
- $V_{obs}(m,z)$: valeur mensuelle calculée par Météo-France pour le mois m moyennée sur la zone météo z
- $V(m,z)$: valeur mensuelle simulée par le modèle LMDZ pour le mois m sur la zone météo z

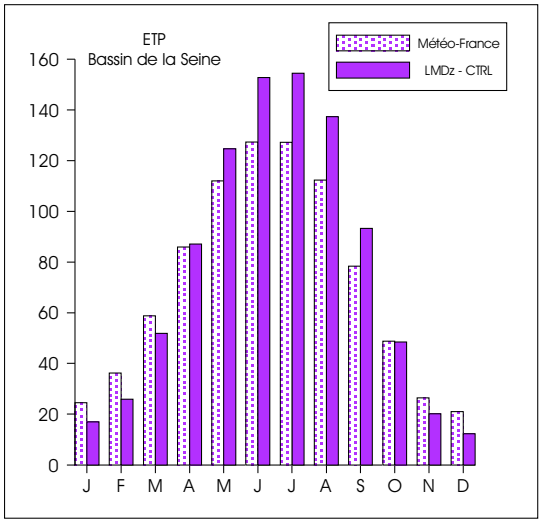
Cette stratégie de correction s'inspire de celle des anomalies mensuelles, souvent utilisée pour les études d'impact du changement climatique futur (Ducharne et al. 2004). Dans la formulation ici proposée, le MCGA impose la variabilité journalière.

Pour les zones météo qui ne contiennent pas de données Météo-France, i.e. hors bassin de la Seine, les valeurs journalières sont multipliées par un même facteur correcteur mensuel, moyenné sur l'ensemble du bassin de la Seine. Dans le cas des précipitations et de l'ETP, le choix d'un facteur multiplicatif s'impose, de façon à ne pas générer de valeurs négatives. Ce facteur moyen varie de 0,5 au mois de janvier à 2,2 en août pour les précipitations et de

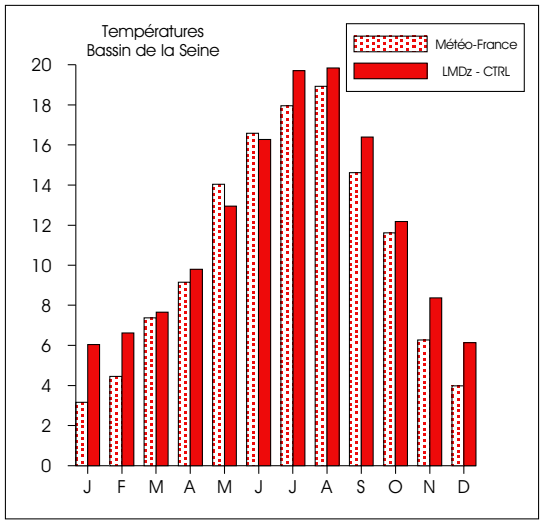
[1]Les années LMDZ contiennent 12 mois de 30 jours soit 360 jours, les années Météo-France 365 jours.



(a)



(b)



(c)

FIG. 4.3 – Moyennes mensuelles inter-annuelles de a) précipitations en mm.mois^{-1} b) ETP en mm.mois^{-1} et c) température en ^{o}C, sur le bassin de la Seine, simulées par le LMDZ et comparées aux données Météo-France.

0,8 en août à 1,7 en décembre pour les ETP. Une correction similaire mais de type additif est calculée pour les températures.

Sur le bassin de Paris, précipitations et ETP moyennes corrigées sont du même ordre, autour de 860 mm.an^{-1} (figures 4.4 et 4.5). Les régions orientales et le nord-ouest du bassin de Londres sont les plus arrosées ($\sim$1 100 mm.an^{-1}). Les lames précipitées sont plus limitées au sud-ouest ($\sim$650 mm.an^{-1}) et associées à de plus fortes ETP ($\sim$950 mm.an^{-1}). La température moyenne annuelle du bassin avoisine les 10,6^{o}C (figure 4.6).

Séries journalières du DMG et du Pliocène moyen

Une correction multiplicative identique, utilisant les coefficients établis pour l'actuel est appliquée aux valeurs journalières de précipitations et d'ETP simulées au DMG et au Pliocène moyen, pour tenir compte du biais du modèle à l'actuel. Si les précipitations de l'extremum froid en sont réduites, d'environ 80 mm.an^{-1}, les valeurs corrigées, soit 550 mm.an^{-1} en moyenne annuelle sur le bassin (i.e. 65 % du CTRL), ne permettent cependant toujours pas de rendre compte de l'intensité de l'aridité indiquée par les reconstructions d'origine pollinique (cf. section 3.2). Les plus fortes anomalies corrigées DMG-CTRL se rencontrent à l'est et au nord-ouest du bassin, de l'ordre de -450 mm.an^{-1}, et s'amenuisent au sud-est, autour de -200 mm.an^{-1} (figure 4.4). Les ETP corrigées sont réduites en moyenne de 100 à 200 mm.an^{-1} sur le bassin (figure 4.5). Les champs de température présentent un gradient N-S plus prononcé au DMG, avec des baisses de -15^oC par rapport au CTRL à l'extrême nord du bassin contre -9^oC au sud, pour une température moyenne sur l'ensemble du domaine d'environ 0^{o}C (figure 4.6).

Au Pliocène moyen, la correction du biais du modèle ne contribue au contraire qu'à s'éloigner des données polliniques, en diminuant encore un peu plus les quantités précipitées. Alors que les températures s'élèvent de 2,6 à 4,6^{o}C au-dessus de celles du CTRL, les précipitations sont réduites d'environ 20 %, soit -150 mm.an^{-1} sur l'ensemble du bassin, les ETP restant voisines de celles du CTRL (de l'ordre de quelques dizaines de mm.an^{-1}).

La figure 4.7 résume, en moyennes mensuelles comparées, la variabilité annuelle des variables P, ETP et T, reconstruite pour le forçage de Modsur, au CTRL, DMG et Pliocène moyen.

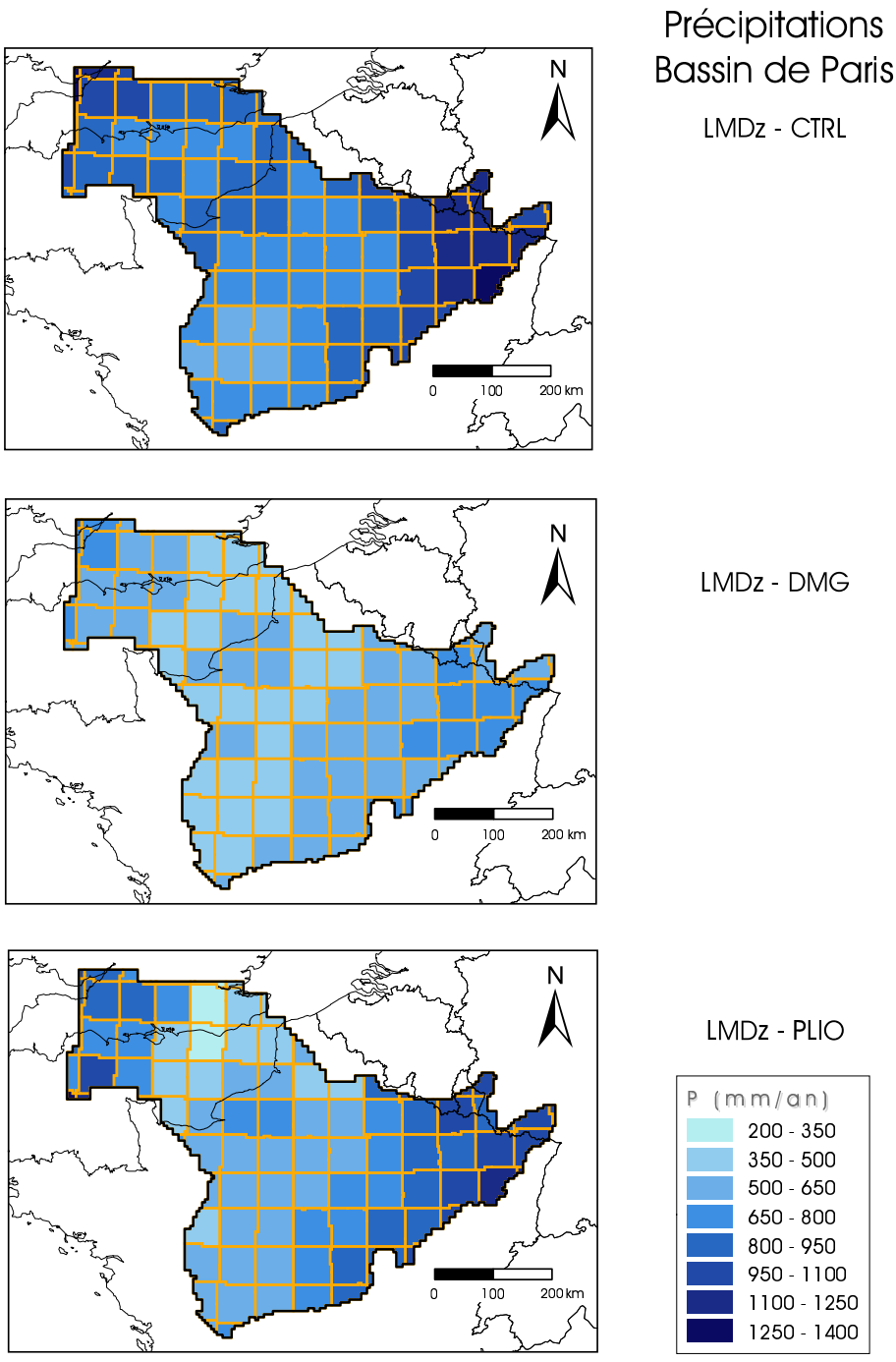


FIG. 4.4 – Répartition spatiale des précipitations sur le bassin de Paris au CTRL, DMG et Pliocène moyen. Les valeurs présentées sont des moyennes inter-annuelles en $mm.an^{-1}$ corrigées par rapport aux données Météo-France à l'actuel.

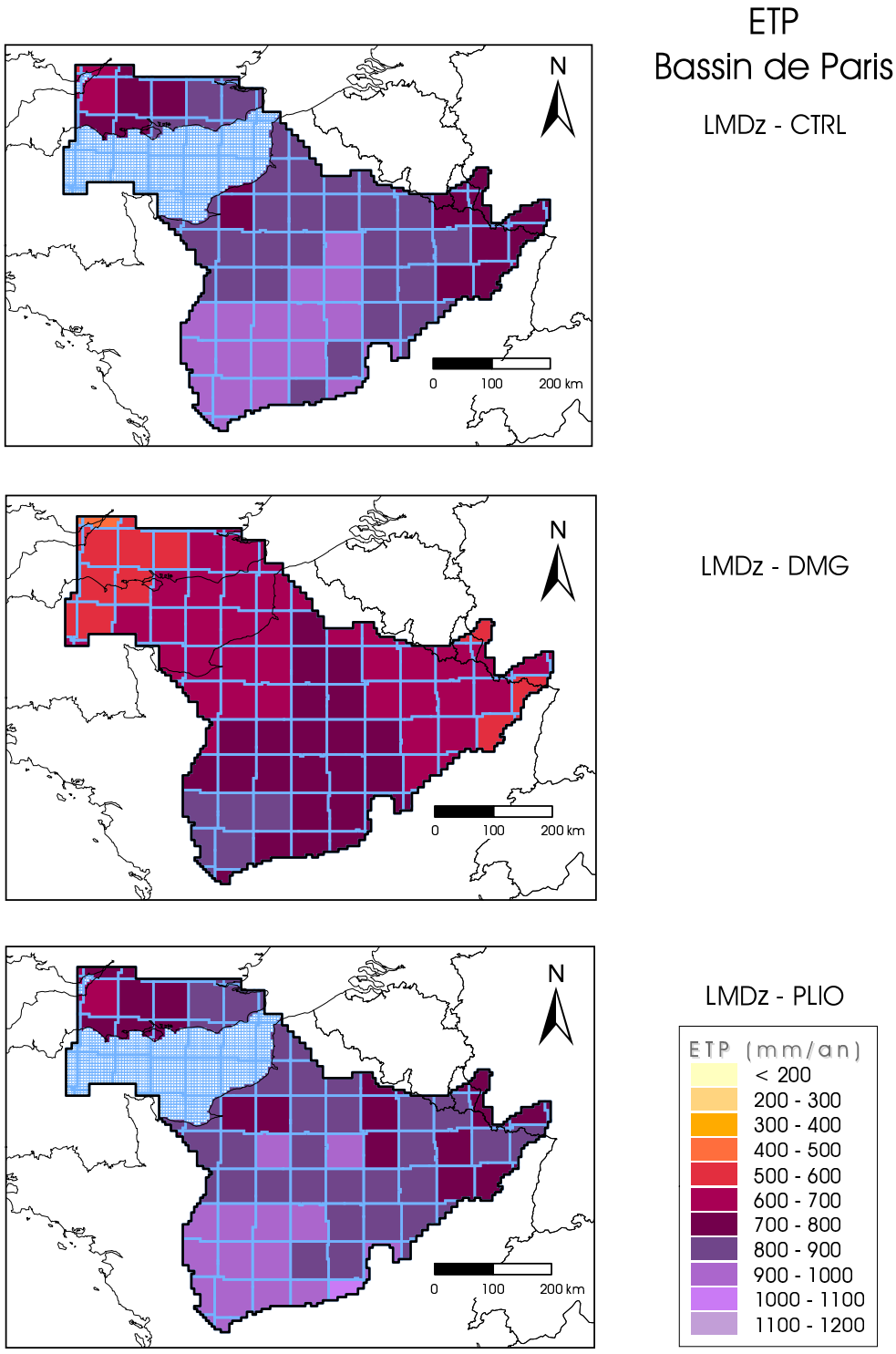


FIG. 4.5 – Idem figure 4.4, mais pour les ETP moyennes annuelles.

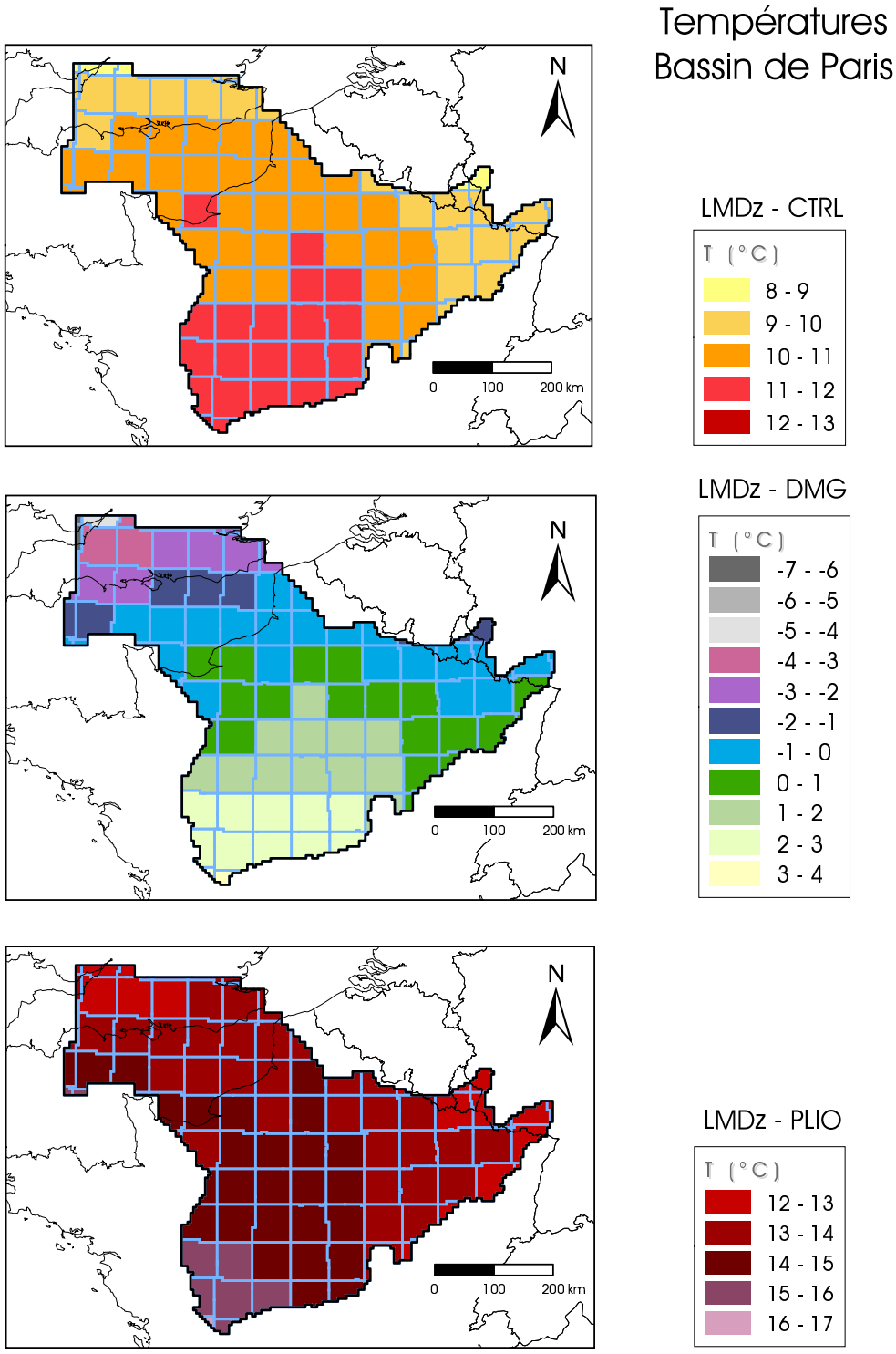
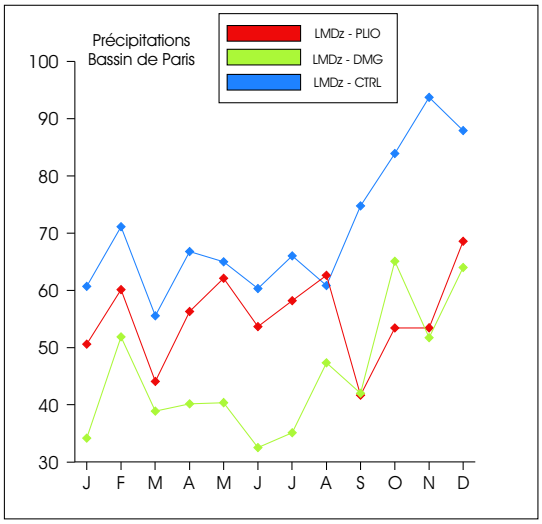
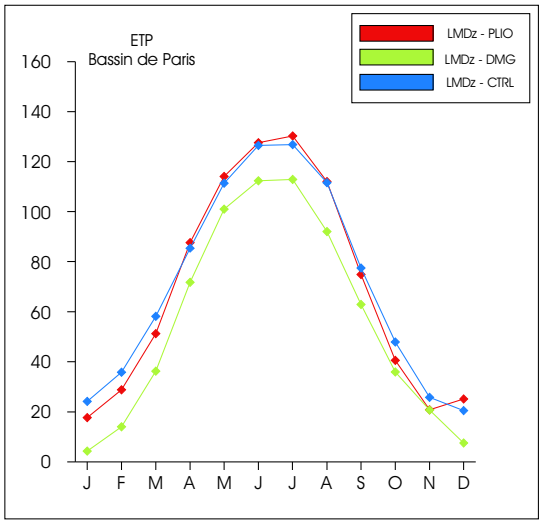


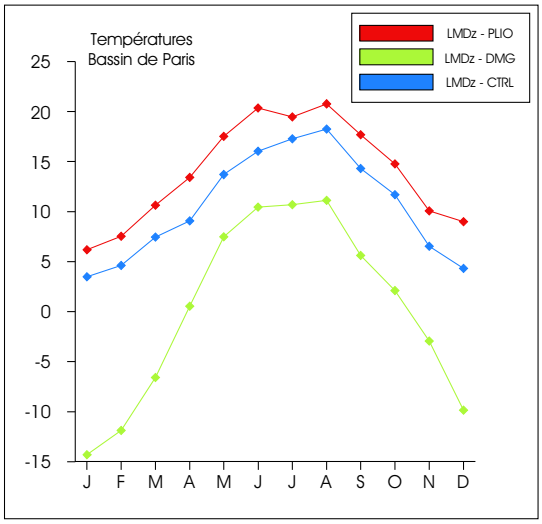
FIG. 4.6 – Idem figure 4.4, mais pour les températures moyennes annuelles, en ^{o}C.



(a)



(b)



(c)

FIG. 4.7 – Moyennes mensuelles corrigées reconstruites sur le bassin de Paris aux trois climats clefs a) des précipitations, en mm.mois^{-1} b) des ETP, en mm.mois^{-1} et c) de la température, en ^{o}C.

4.3.3 Des caractéristiques physiographiques et un jeu de paramètres : choix des fonctions de production

A chaque maille est attribué un type donné de fonction de production, c'est-à-dire un jeu de paramètres pour la résolution du bilan hydrique. La distinction entre les différentes fonctions de production est représentative des mécanismes qui régissent l'hydrologie et dépendent de la nature du sol et du couvert végétal. Une fonction de production correspond donc à un croisement entre un type de sol et une catégorie de végétation.

Deux bases de données ont été utilisées pour identifier la nature des sols et les modes d'occupation sur le domaine d'étude à l'actuel et différencier ainsi des zones de production. Le choix de ces bases de données a été guidé par la nécessité de définir des classes selon les mêmes critères que ceux employés dans l'étude de référence sur le bassin de la Seine (Gomez 2002). Ce sont donc les mêmes bases qui ont été exploitées dans la mesure du possible et selon une méthode identique, afin de garantir la cohérence des données lors de la transposition de la paramétrisation.

L'analyse des données de la base des sols de France au $1/1\ 000\ 000^{ème}$ de l'INRA (King et al. 1995) conduit à distinguer et retenir cinq catégories de matériaux parentaux principaux, de lithologies suivantes :

- *all* : dépôts alluviaux ou glaciaires
- *cal* : roches carbonatées (calcaires et dolomies)
- *arg* : marnes et roches argileuses
- *sab* : roches sableuses et formations détritiques
- *lim* : roches limoneuses

Ces informations ont été extraites au pas du maillage de surface et exprimées en pourcentages occupés par chaque catégorie de sol.

Les mailles n'appartenant pas au territoire français n'étant pas renseignées, la base de données a dû être complétée pour couvrir la Manche et le sud du bassin de Londres. Des proportions lithologiques, entre pôles argileux, sableux et calcaire, ont été attribuées sur la base du modèle lithologique établi sur le bassin de Paris par Gonçalvès (2002), Gonçalvès et al. (2004a), issu de l'interpolation par krigeage des lithologies de la base de données litho-stratigraphiques de Guillocheau et al. (2000). Signalons que ces lithologies ne correspondent pas sensu stricto à la nature des sols puisqu'elles sont représentatives de l'ensemble de la couche affleurante.

De la base de données géographiques d'occupation du sol Corine Land Cover (Collectif 1996) ont été extraites cinq catégories majeures :

- *eau* : surface d'eau libre
- *zhum* : zones humides
- *imp* : zones imperméables
- *frt* : forêts
- *hf* : hors-forêt, i.e. terres agricoles, prairies, milieu peu végétalisé ou à végétation arbustive ou herbacée

Les données de modes d'occupation des sols ont été agrégées au pas d'espace du maillage. Notons que cette distribution décrit un état anthropique.

Le croisement de ces deux cartes donne naissance à 13 fonctions de production. Leur répartition spatiale (figure 4.8) à l'actuel montre une dominance de sols calcaires et limoneux et de terres agricoles, à l'origine du pourcentage d'occupation hors-forêt. Le sous-programme GEOCOU attribue à chacune des mailles la fonction de production majoritaire. Chacune d'entre elles est associée à un jeu de paramètres réglant le fonctionnement des réservoirs du modèle. Le tableau 4.1 en récapitule les caractéristiques, issues du calage de Gomez (2002) sur le bassin de la Seine.

La répartition des fonctions de production établies pour l'actuel doit être adaptée aux régimes paléoclimatiques du DMG et du Pliocène moyen. Les lithologies ont été conservées, à l'exception de la classe alluvions pour le Pliocène moyen, considérée comme représentative de dépôts postérieurs (Pléistocène, cf. chapitre 1). Les types d'occupation des sols ont été réduits à la distinction entre forêts, hors-forêt et eau libre. Cette dernière classe, qui est principalement utilisée pour décrire la zone maritime de la Manche, est par conséquence absente au DMG, le territoire étant alors entièrement continental suite à l'abaissement du niveau marin.

La reconstruction des types de végétation s'appuie sur les distributions produites par la mise en œuvre « off-line » du modèle ORCHIDEE pour le DMG et le Pliocène moyen. Les catégories de végétation s'expriment en types fonctionnels de plante (PFT), au nombre de douze, auxquels s'ajoute une catégorie sol nu (cf. section 3.3). Ces distributions traduisent l'adaptation de la végétation à des conditions climatiques différentes. Au Pliocène moyen, les forêts tempérées côtoient les prairies. En période froide, les forêts tempérées ou boréales laissent place à des végétations ouvertes de type steppe ou toundra selon la quantité d'eau en présence (importante pour la toundra, très faible pour la steppe). Les

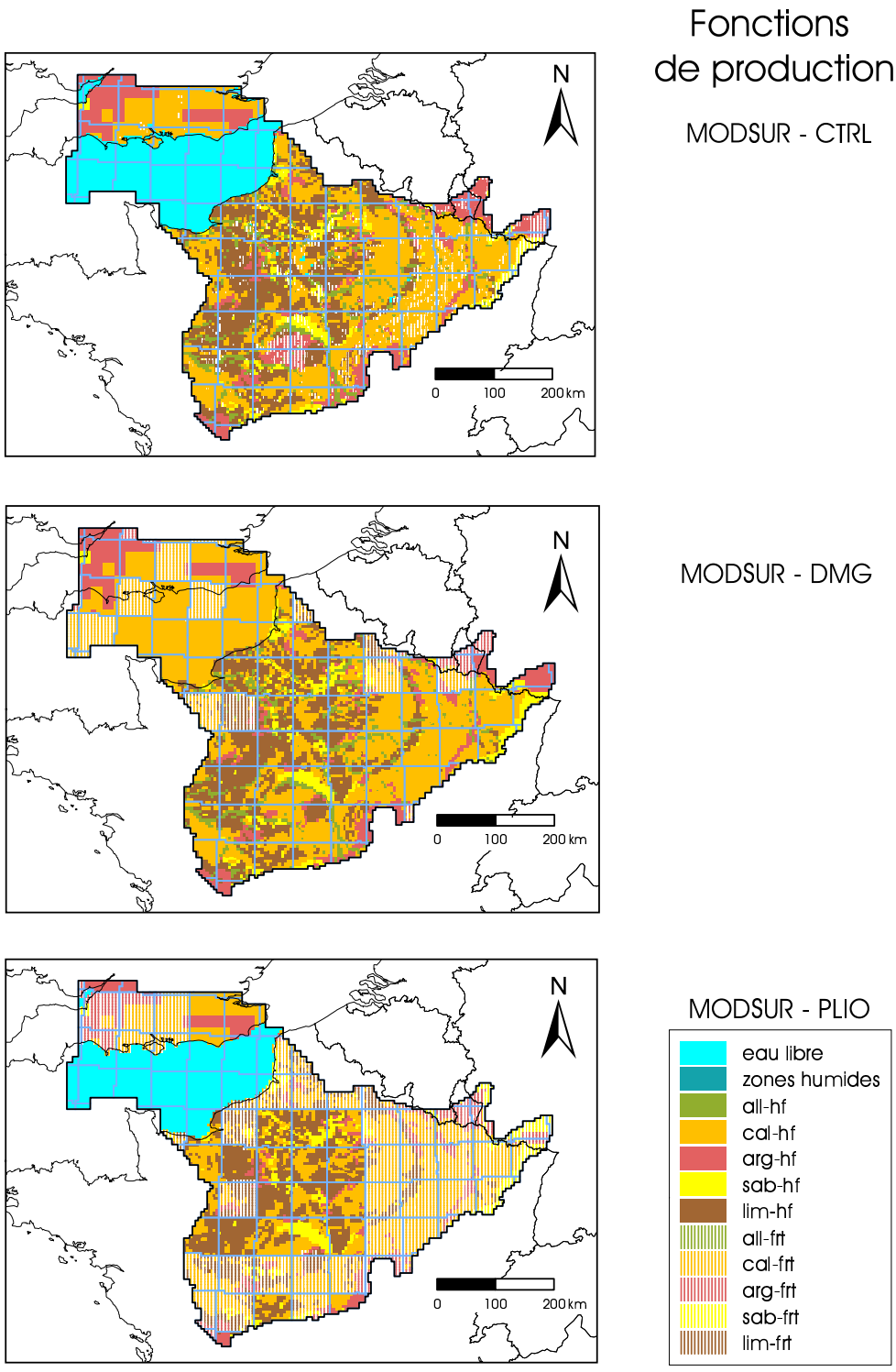


FIG. 4.8 – Distribution spatiale des fonctions de production dominantes sur le bassin de Paris, au CTRL, au DMG et au Pliocène moyen.

TAB. 4.1 – Paramètres des fonctions de production, d'après Gomez (2002). La fonction n° 2 *eau* est la fonction eau libre.

Fonction de production	CRT [mm]	DCRT [mm]	FN [mm]	CQR	QRMAX [mm]	CQI	QIMAX [mm]
imp 1	65	5	5	0,4	20	0,08	30
zhum 3	50	10	5	0,1	20	0,08	30
all-hf 4	100	10	5	0,3	20	0,01	30
cal-hf 5	115	15	5	0,6	20	0,01	10
arg-hf 6	135	25	5	0,5	20	0,01	30
sab-hf 7	110	15	5	0,3	15	0,01	30
lim-hf 8	70	30	2	0,4	90	0,01	50
all-frt 9	95	20	5	0,2	20	0,01	30
cal-frt 10	80	25	5	0,5	25	0,01	10
arg-frt 11	130	25	5	0,4	30	0,01	30
sab-frt 12	110	5	5	0,3	20	0,01	30
lim-frt 13	85	30	2	0,3	90	0,01	50

cartes de végétation donnent lieu, par regroupement des PFT, à des distributions selon le clivage forêts/hors-forêt. Elles sont définies à la résolution spatiale du modèle LMDZ et donc caractérisées par zones météo. En première approche et compte tenu de la simplicité des modes d'occupation des sols retenus, ce niveau de reconstitution semble suffisant.

Le recoupement entre nature des sols et végétation crée une segmentation du domaine en paléozones de production (figure 4.8). Les fonctions conservent leurs caractéristiques définies précédemment pour un couple sol/végétation donné.

Ceci est discutable, en particulier dans le cas du climat froid du DMG. En effet, sous un climat différent, les types de végétation représentatifs de chaque catégorie ne sont pas les mêmes qu'à l'état actuel, qui plus est, anthropique. Par exemple, une toundra ouverte caractéristique du DMG se retrouve ainsi assimilée à des cultures, majoritaires à l'actuel, au sein du même ensemble hors-forêt. Or il est probable qu'elles aient des comportements différents vis-à-vis du cycle de l'eau. La profondeur d'enracinement pourrait notamment être modifiée et influencer les paramètres réglant le stock d'eau du réservoir sol (cf. section 4.2.2). En l'absence d'estimations du paléodébit des rivières, il est cepen-

dant impossible de calibrer les fonctions de production dans le passé. Les variations des paramètres des fonctions de production dues à une végétation modifiée ne sont donc pas pris en compte dans le cadre de cette étude. On pourrait cependant envisager à terme une analyse de sensibilité du bilan hydrologique calculé à une modification de ces paramètres, notamment en ce qui concerne les capacités de stockage d'eau dans le sol.

Par ailleurs, la présence d'une composante nivale importante lors des épisodes glaciaires modifie considérablement l'hydrologie de surface et les bilans d'énergie. La gestion par le modèle d'une lame de fonte mériterait d'être prise en compte. Des développement supplémentaires à l'aide du module « fonte » (Golaz 1999) de MODCOU pourraient être envisagés pour améliorer la modélisation du régime hydrique sous conditions glaciaires.

Enfin, notons qu'il n'est pas question ici de pergélisol. La modélisation de l'hydrologie du pergélisol, dont le comportement complexe s'articule entre une période estivale de fonte de la couche active superficielle et une période hivernale de stockage bloquant l'infiltration, dépasse le cadre de ce travail. C'est cette dernière caractéristique qui a été retenue (cf. section 2.3), fondamentale du point de vue du milieu souterrain puisqu'elle signifie une absence de recharge, la débâcle de l'été se limitant au réseau de surface. La simulation des lames infiltrées au DMG n'a alors pour vocation que d'être représentative de conditions froides marquées, précédant l'apparition d'un sol gelé.

4.4 Lames infiltrées simulées sous régimes climatiques contrastés

Les simulations hydrologiques MODSUR sont réalisées à l'équilibre, soumises au forçage atmosphérique inter-annuel corrigé du MCGA. Après une période de « spin-up » d'un an, les résultats du calcul du bilan hydrique sont intégrés de façon continue sur les dix années simulées de façon à délivrer une lame infiltrée moyenne annuelle en chaque maille du domaine de surface.

Sur l'ensemble du Bassin parisien, à l'actuel, les quantités dédiées à l'écoulement en moyenne annuelle sont évaluées à 208 mm.an^{-1}. Pour comparaison, la part de l'infiltration dans le bassin de la Seine simulée par Gomez (2002) est de 170 mm.an^{-1} en moyenne annuelle sur la période 1971-1999 et varie d'environ 80 à près de 290 mm.an^{-1} au pas de temps annuel. La lame infiltrée présentement simulée pourrait donc être surestimée. Il

convient de préciser que les données de forçage atmosphérique utilisées pour caler le modèle du système hydrologique de la Seine sont également issues de Météo-France.

La distribution spatiale de l'infiltration moyenne annuelle à cette même époque (figure 4.9) met en évidence une zone d'alimentation préférentielle du système souterrain à l'est et au nord-ouest du bassin, caractérisée par des lames d'eau de l'ordre de 350-400 mm.an^{-1}, en relation avec des précipitations plus abondantes ($\sim$1 100 mm.an^{-1}). Au centre du bassin, des quantités moindres, en moyenne 75 mm.an^{-1}, correspondent à des lames précipitées plus limitées ($\sim$650 mm.an^{-1}).

Le calcul du bilan hydrologique sous un régime climatique significativement différent de l'actuel, intervalle glaciaire du DMG ou période plus chaude du Pliocène moyen, en souligne les effets, donnant naissance à des situations hydriques contrastées en terme d'infiltration (figure 4.9). En effet, l'aridité caractéristique du DMG se traduit par une diminution des apports au souterrain d'environ 40 % par rapport à la simulation de contrôle. Les anomalies les plus fortes, généralement comprises entre 200 et 300 mm.an^{-1}, s'observent à l'est et au nord-ouest du bassin, consécutivement à la chute des précipitations, alors qu'elles ne sont que de quelques dizaines de mm.an^{-1} au sud-ouest. Les contrastes entre infiltrations simulées au CTRL et au Pliocène moyen sont du même ordre. Les fortes ETP pliocènes (850 mm.an^{-1}), combinées à des précipitations réduites ($\sim$700 mm.an^{-1}), contribuent à diminuer la part des ressources en eau d'environ 50 % en moyenne sur le bassin (figure 4.10).

Si les résultats du modèle hydrologique font apparaître des bilans d'alimentation qui diffèrent d'une situation climatique à une autre, ils restent fortement dépendants des données météorologiques introduites en entrée et donc de leurs incertitudes. Ainsi les champs de précipitations construits au DMG comme au Pliocène moyen à partir des sorties du modèle LMDZ sont-ils sujets aux erreurs d'appréciation soulignées par la comparaison à des bases de données paléoclimatiques indépendantes (cf. sections 3.2 et 3.3).

En particulier, la sous-estimation des précipitations au Pliocène moyen relativement aux paléoreconstructions ne permet pas d'appréhender les conséquences d'un surplus d'alimentation météorique.

De même, telles quelles, les précipitations du DMG sont surestimées par rapport aux reconstructions et le surplus d'eau en entrée du bilan hydrique est susceptible de se reporter sur l'infiltration. La simulation hydrologique entreprise dans ces conditions ne reproduit donc pas l'intensité de la diminution de l'alimentation, qui pourrait être plus drastique,

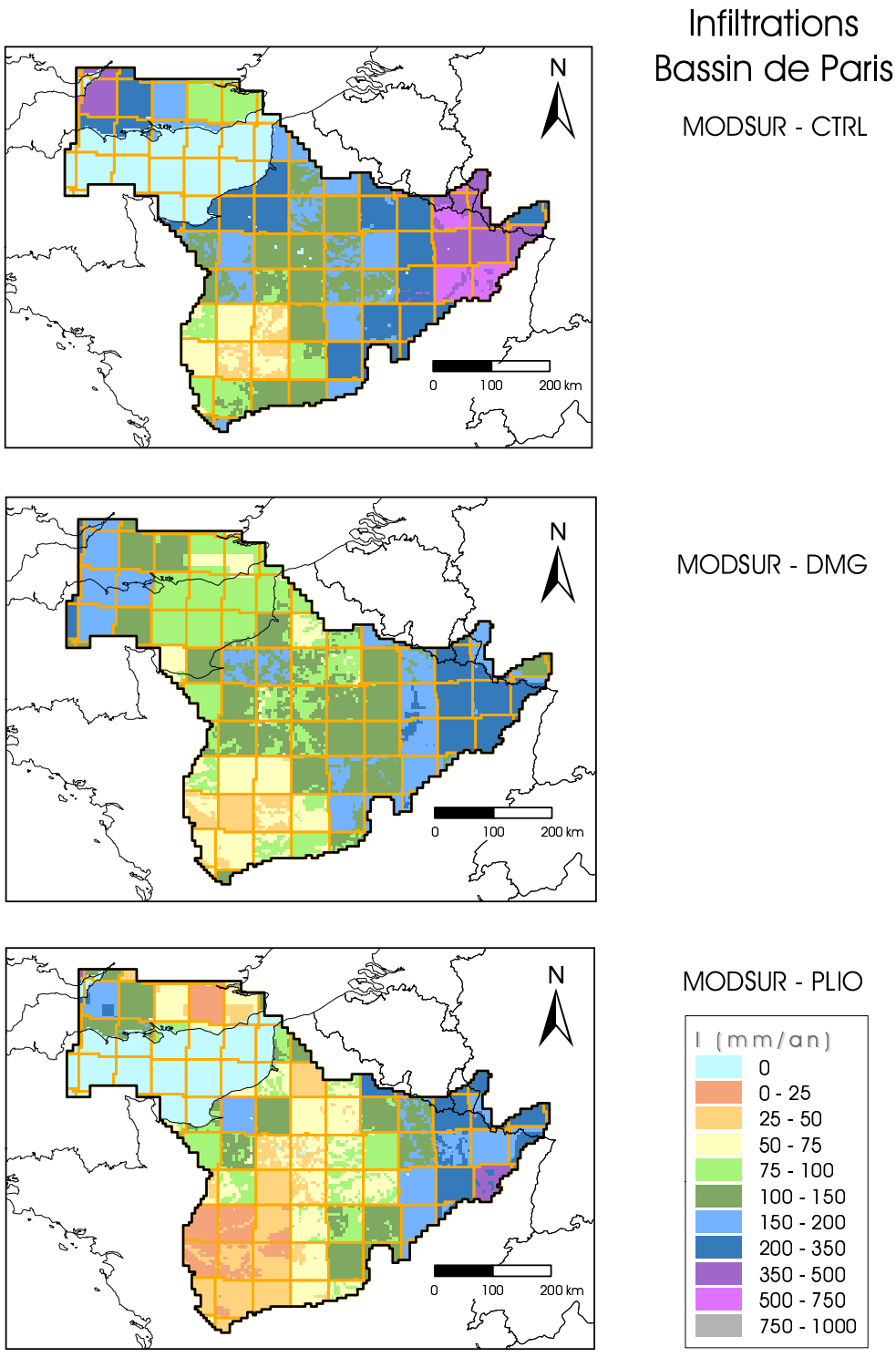


FIG. 4.9 – Répartition spatiale des lames infiltrées moyennes annuelles simulées par MODSUR à l'échelle du Bassin parisien, en mm.an^{-1}, pour le CTRL, le DMG et le Pliocène moyen.

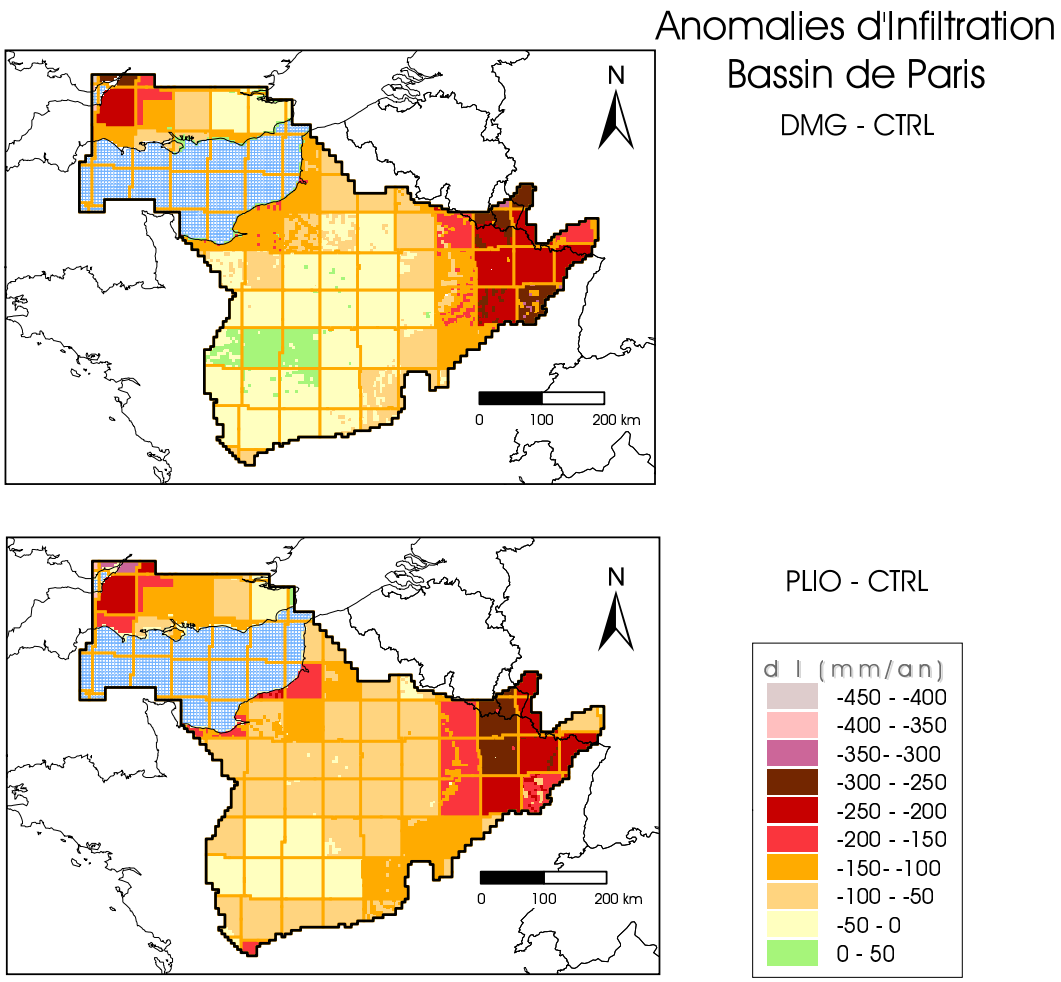


FIG. 4.10 – Anomalies d'infiltration moyenne annuelle simulées par MODSUR sur le bassin de Paris, entre le DMG et le CTRL et entre le Pliocène moyen et le CTRL, en mm.an^{-1}.

voire conduire à une alimentation nulle. En effet, sous conditions d'aridité et pour une pluviométrie répartie de façon homogène dans l'année et non sous formes d'événements extrêmes, les quantités précipitées sont susceptibles d'être intégralement évaporées et les parts de ruissellement et d'infiltration réduites à néant. Cependant, une telle situation, supposée atteinte lors des extrema glaciaires, se confond avec la mise en place du pergélisol dont les effets supposés se traduisent par un blocage de toute infiltration, ici même modélisé en tant que tel. Le régime DMG est finalement représentatif des conditions d'entrée en glaciation.

Une correction supplémentaire des données atmosphériques simulées peut être envisagée pour rendre compte des estimations des reconstructions paléoclimatiques et de situations plus contrastées. La construction de nouveaux champs d'entrée atmosphériques du modèle hydrologique permet de tester la sensibilité de ce dernier et d'évaluer en aval les amplitudes possibles de variations des quantités infiltrées au cours du temps. De même, la mise en place du scénario d'évolution de l'infiltration sur notre intervalle d'étude (cf. section 2.3) nécessite de caractériser l'hydrologie de paliers climatiques intermédiaires non simulés par le modèle LMDZ. La méthode employée dans ce but s'appuie sur les résultats des simulations du MCGA pour créer un forçage atmosphérique. Ces aspects sont développés dans la section à venir.

4.5 Extrapolation paléoclimatique et sensibilité du modèle hydrologique

Le scénario retraçant les tendances générales de l'évolution du climat est découpé en paliers successifs, qui correspondent à des conditions climatiques stables. A chaque palier a été associée une gamme de paléotempératures plausibles, d'après une courbe d'évolution isotopique à long terme et en fonction d'informations fournies par les reconstructions polliniques (cf. section 2.3).

Les paliers P_2 (4,8-4 Ma) et P_4 (3,6-2,9 Ma) sont caractérisés par la simulation climatique du Pliocène moyen, alors que l'alternance entre extrema froids et stades interglaciaires des cycles de 100 ka des 900 000 dernières années est représentée respectivement par le climat du DMG et celui du contrôle. Pour ces trois périodes clefs, le bilan hydrologique a déjà été simulé par le modèle MODSUR afin d'en déduire les quantités infiltrées.

Reste donc à caractériser l'hydrologie des paliers dits intermédiaires, à savoir P_1 (5-4,8 Ma), P_3 (4-3,6 Ma) et P_5 (2,9-2,6 Ma) au Pliocène, ainsi que les stades chauds $41i$ et froids $41g$ des cycles de 41 ka (2,6-0,9 Ma), pour lesquels aucune simulation climatique n'a été conduite. La démarche adoptée va consister à mettre en oeuvre MODSUR pour calculer un bilan hydrique sous un forçage climatique extrapolé à partir des données acquises à l'aide du LMDZ. De même, les impacts de séries climatiques du DMG et du Pliocène moyen corrigées grâce aux paléoreconstructions seront recherchés au travers de nouvelles simulations hydrologiques.

4.5.1 Reconstruction des forçages paléoclimatiques non simulés par le MCGA

La première difficulté rencontrée réside dans la nature de la relation température-précipitations-ETP. En effet jusqu'à présent, le découpage des derniers millions d'années en paliers climatiques stables n'a eu pour seul critère que la température, en fonction de l'enregistrement des variations du δ^{18}O au cours du temps. Or ce sont des champs précipités et évapotranspirés, influencés par des caractéristiques plus régionales, qui sont requis pour forcer MODSUR. Pour réaliser la délicate opération de génération de ces champs, notre démarche s'appuie, par souci de cohérence globale, sur les données déjà acquises dans le cadre de ce travail.

4.5.1.1 Cas des précipitations

En premier lieu, un lien entre température T et précipitations P a été recherché à partir des variables simulées par le modèle LMDZ pour le CTRL, le DMG et le Pliocène moyen, sur le bassin de Paris. Les gradients P-T obtenus pour le Bassin parisien sont présentés sur le graphe 4.11 : de 12 mm/^{o}C entre le DMG et le Pliocène moyen (PLIO-DMG), le gradient grimpe à 33 mm/^{o}C lorsqu'il est calculé entre le DMG et le CTRL (CTRL-DMG). Si les températures et précipitations du CTRL et DMG sont globalement surestimées, il n'est est pas de même pour le Pliocène moyen, dont les estimations de températures sont proches des reconstructions alors que les précipitations sont sous-estimées.

Afin de conserver la cohérence des sources, c'est-à-dire les simulations conduites à l'aide d'un même modèle de circulation générale atmosphérique, il a été choisi d'évaluer les quantités précipitées à température donnée sur la base de ces deux gradients. Les précipitations

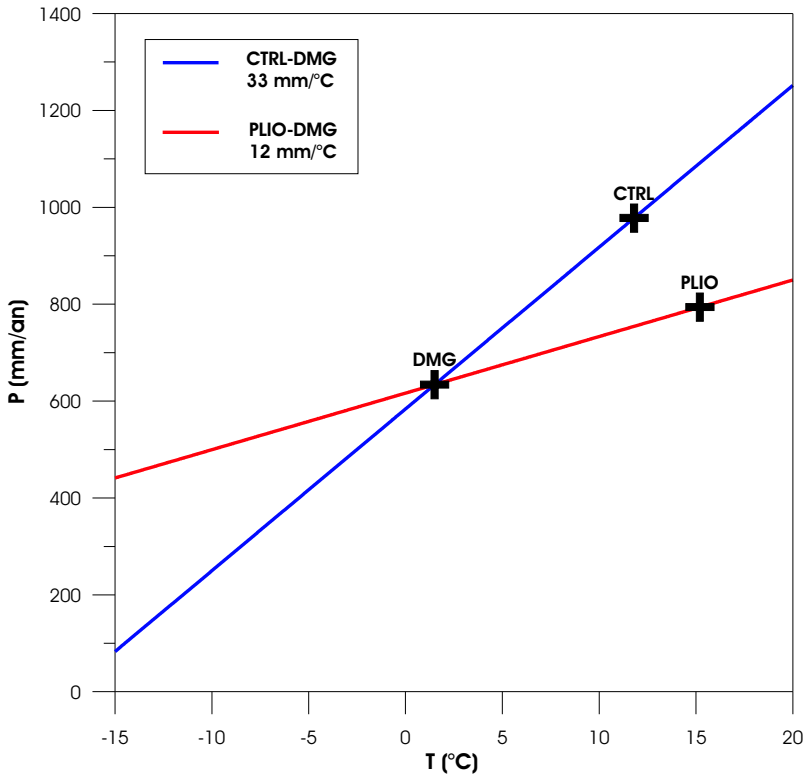


FIG. 4.11 – Gradients précipitations-température entre le CTRL et le DMG d'une part, le Pliocène moyen et le DMG d'autre part, d'après les simulations LMDZ sur le bassin de Paris.

des paliers du Pliocène, i.e. P_1, P_3 et P_5, seront donc déduites du gradient P-T$_{PLIO-DMG}$, et celles des paliers $41i$ et $41g$, du gradient P-T$_{CTRL-DMG}$.

Pour un palier i donné, les séries de précipitations journalières lui correspondant sont générées par application d'un unique coefficient multiplicatif aux séries d'une des simulations LMDZ, prise comme référence. Ce coefficient de transfert β_i est fonction du gradient P-T choisi $(P-T)_i$, de la différence de température entre le palier considéré et la simulation de référence ΔT_i et des précipitations moyennes annuelles sur le bassin de la simulation de référence P_{REFi} :

$$P_i(j) = \beta_i \times P_{REFi}(j) \qquad \text{où} \qquad \beta_i = 1 + \frac{(P-T)_i \times \Delta T_i}{P_{REFi}}$$

avec $P_i(j)$, la valeur journalière de précipitations du palier i extrapolée pour le jour j et $P_{REFi}(j)$, la valeur journalière de précipitations pour le jour j de la simulation de référence. La simulation de référence impose donc sa variabilité temporelle et spatiale aux séries

extrapolées. En conséquence, les paliers sont reconstruits à partir du plus proche analogue supposé, soit le Pliocène moyen pour les paliers pliocènes, et le DMG et le CTRL pour les stades froids et chauds des cycles de 41 ka respectivement. L'extrapolation est réalisée à partir des valeurs brutes simulées par le LMDZ, les quantités précipitées déduites étant ensuite corrigées des observations Météo-France selon le principe mis en application pour les séries du CTRL, du DMG et du Pliocène moyen (cf. section 4.3.2).

Le nombre de reconstitutions possibles est multiplié par l'incertitude sur les températures des différents paliers intermédiaires, dont il a été montré qu'elle peut être grande (cf. section 2.3). Dans un premier temps, afin de construire un scénario de base, une seule valeur de température a été retenue pour chaque palier, au sein de l'intervalle de variation considéré (cf. tableau 4.2 en page 214). Le choix est arbitraire et s'est porté sur des valeurs intermédiaires. La mise en œuvre du modèle hydrologique sous d'autres configurations de températures, précipitations et ETP permettra d'en déduire des barres d'erreur sur les infiltrations calculées (cf. section 4.5.2).

4.5.1.2 Cas de l'ETP

Le second point de l'extrapolation porte sur la reconstitution des ETP de chaque palier intermédiaire. La formulation de Penman montre la dépendance de cette grandeur à nombre de variables météorologiques, qu'il n'est pas envisageable d'extrapoler. Cependant, parmi celles-ci, le rayonnement net R_n et la température de l'air T semblent être les meilleurs indicateurs de l'ETP à prendre en considération dans le cadre d'un changement climatique. Certaines équations établies pour calculer l'ETP, de la famille des méthodes radiatives, ne font d'ailleurs appel qu'au rayonnement net, considéré comme la contrainte dominante sur l'évapotranspiration (Priestley et Taylor 1972). D'autres ne requièrent qu'une estimation de la température moyenne, sur le principe du manque de données météorologiques disponibles, comme celle développée par Thornthwaite (1948).

Les données dont nous disposons autorisent facilement l'application d'une perturbation additive de la température de l'air pour le calcul de l'ETP, par ajout de la différence de température entre deux régimes climatiques donnés, à intégrer dans la formule de Penman-Météo-France. En revanche, l'estimation des variations de R_n nécessite une analyse supplémentaire. R_n s'exprime en fonction du rayonnement incident de courte longueur d'onde SW_i ($\mathrm{W.m^{-2}}$) et de l'albedo α, du rayonnement incident de grande longueur d'onde LW_i ($\mathrm{W.m^{-2}}$), de la température de surface T_s (K) et de la constante de Stefan-Boltzmann σ

comme suit :

$$R_n = (1 - \alpha)SW_i + LW_i - \sigma T_s^4$$

La radiation astronomique SW_i varie en fonction des paramètres orbitaux et de la nébulosité, LW_i dépend des teneurs en gaz à effet de serre, de la nébulosité et de la température de l'air. Chacun de ces éléments varie en fonction du type de climat. Pour information, l'évolution annuelle de R_n, simulée par le MCGA au CTRL, DMG et Pliocène moyen est présentée en figure 4.12. Les différences maximales de rayonnement net d'un climat à l'autre sont observées en été, de l'ordre de quelques dizaines de W.m^{-2} (l'énergie nécessaire pour évaporer un mm.jour^{-1} est d'environ 30 W.m^{-2}).

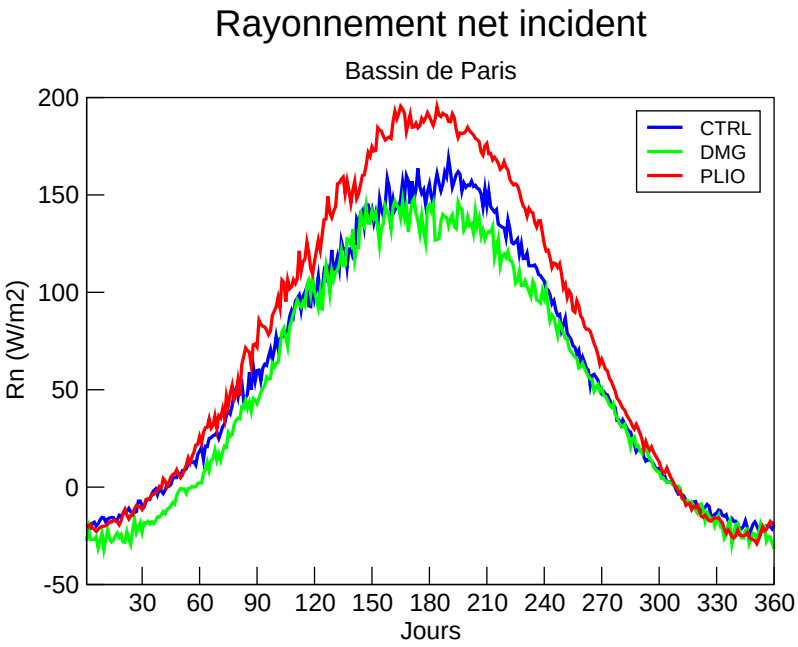


FIG. 4.12 – Rayonnement net moyen journalier sur le bassin de Paris simulé par le LMDZ aux trois climats clefs, en W.m^{-2}.

Cependant, l'analyse des séries d'insolation astronomique gouvernée par les paramètres orbitaux (Berger 1978, Laskar 1990) sur les cinq derniers millions d'années (figure 4.13) révèle que notre discrétisation temporelle est loin d'être suffisamment fine pour rendre compte des variations d'insolation, qui se retrouvent moyennées sur les larges paliers climatiques définis. La moyenne est constante, les variations orbitales n'étant que des oscillations autour de cette valeur. De même, établir la relation de la radiation incidente à la nébulosité

ou un degré de dépendance du rayonnement infrarouge à l'évolution des teneurs en gaz à effet de serre est un exercice délicat et source de nouvelles incertitudes. Dans ces conditions, et malgré le lien physique avéré entre ETP et rayonnement solaire, seule la perturbation en température sera retenue, en première approximation. Notons que la température T dépend de toute façon de R_n. Cependant si R_n et T varient de concert, la seule application d'une perturbation en température dans la formule de Penman peut ne pas suffir à rendre compte de l'effet combiné de R_n et T.

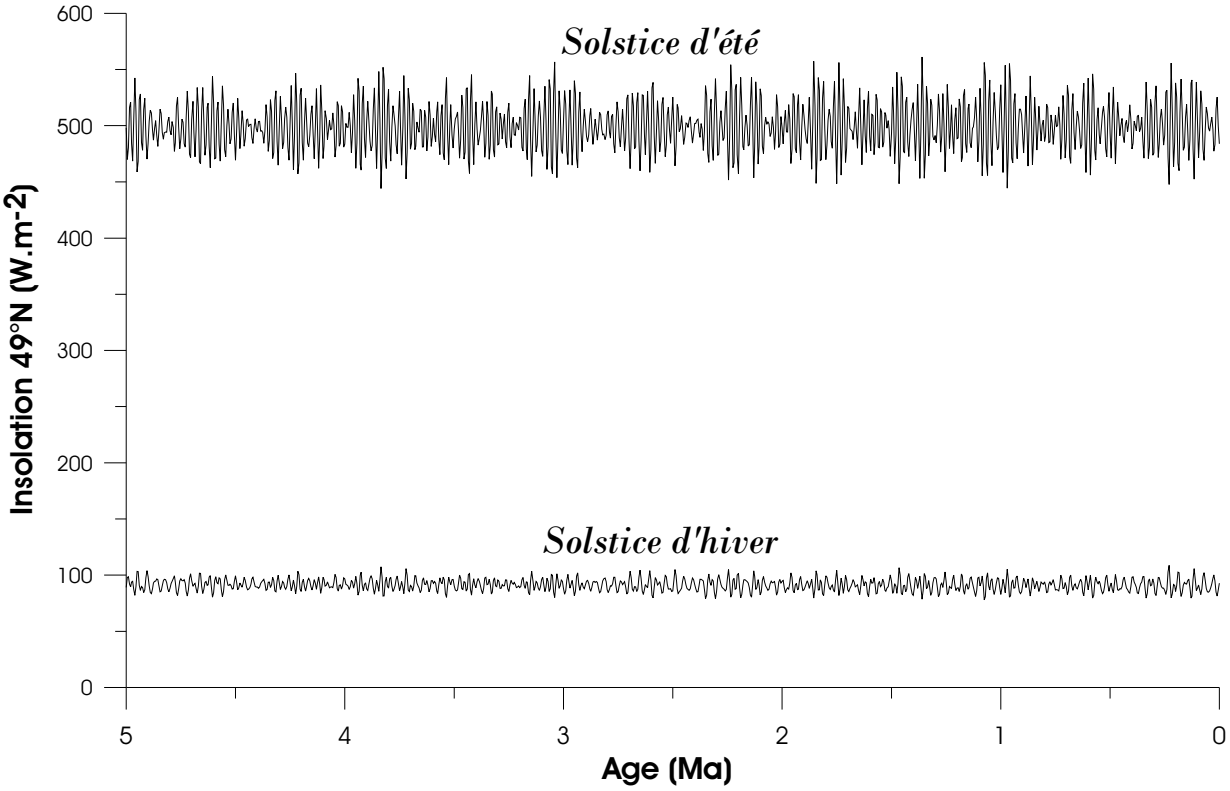


FIG. 4.13 – Variation temporelle de l'insolation au sommet de l'atmosphère au cours des 5 derniers millions d'années, en W.m^{-2}, d'après Laskar (1990), calculée à 49°N pour les solstices d'hiver et d'été, à l'aide d'AnalySeries (Paillard et al. 1996).

Pour un palier i donné, les ETP sont calculées par la formule de Penman, à partir des variables climatiques journalières d'une simulation LMDZ de référence, en appliquant seulement la perturbation en température ΔT_i. ΔT_i représente la différence de température moyenne annuelle sur le bassin entre le palier en question et le régime climatique de référence. Les mêmes simulations de référence par palier et donc les mêmes ΔT_i que

précédemment définis pour l'extrapolation des précipitations sont ici utilisées.

Pour les ETP, comme pour les précipitations, l'extrapolation a été effectuée à partir des valeurs directement simulées par le modèle LMDZ et non corrigées des observations. Les valeurs extrapolées ne sont corrigées que dans un second temps, de façon à conserver une homogénéité dans ce principe de correction pour tous les paliers climatiques.

Les résultats sont présentés sous la forme d'un graphe $ETP = f(T)$ (figure 4.14) et dans le tableau 4.2 (page 214), les deux variables étant exprimées en moyenne annuelle sur l'ensemble du bassin. Alors qu'il n'apparaît pas de relation linéaire entre ETP et T simulées par le MCGA, les valeurs calculées pour les paliers intermédiaires semblent s'aligner (cf. paliers pliocènes). Cette méthode de reconstruction ne permet donc pas de reproduire un gradient d'ETP croissant en fonction de la température. De même, si les ETP des paliers intermédiaires étaient toutes alignées sur le CTRL, choisi comme référence, ce sont les ETP du DMG et du Pliocène moyen qui seraient alors incohérentes avec le schéma d'ensemble et nécessiteraient d'être corrigées. En l'absence de paléodonnées d'ETP, il n'est pas possible de juger de la pertinence des ETP calculées par la formule de Penman pour des climats passés à partir des résultats des simulations du MCGA. A notre avis, il n'existe pas de méthode fiable et satisfaisante d'extrapolation de l'ETP à des situations paléoclimatiques différentes sur la simple base de la température. Cependant, l'utilisation d'une formule de calcul de l'ETP plus simple, fondée uniquement sur la température, serait peut-être plus judicieuse, afin de réduire le nombre de variables en jeu.

4.5.1.3 Discussion relative à la méthode d'extrapolation des forçages paléoclimatiques

Les questions soulevées par cette tentative de reconstruction d'ETP sous des régimes climatiques différents en soulignent toute la difficulté. D'une part, l'estimation d'une ETP moyenne sur un large intervalle de temps ne permet pas d'appréhender l'impact des variations du rayonnement net, pourtant l'une des principales sources de variations de l'ETP. L'ETP calculée à partir d'une simple perturbation en température dans la formule de Penman est de plus soumise à l'influence du choix de la situation climatique de référence à laquelle est appliquée cette perturbation. D'autre part, il est légitime de s'interroger sur la validité même de la formule de Penman, établie à partir de données actuelles, lorsqu'elle est appliquée à des situations climatiques passées.

Le choix d'un climat de référence différent pour chaque palier est également tout à fait

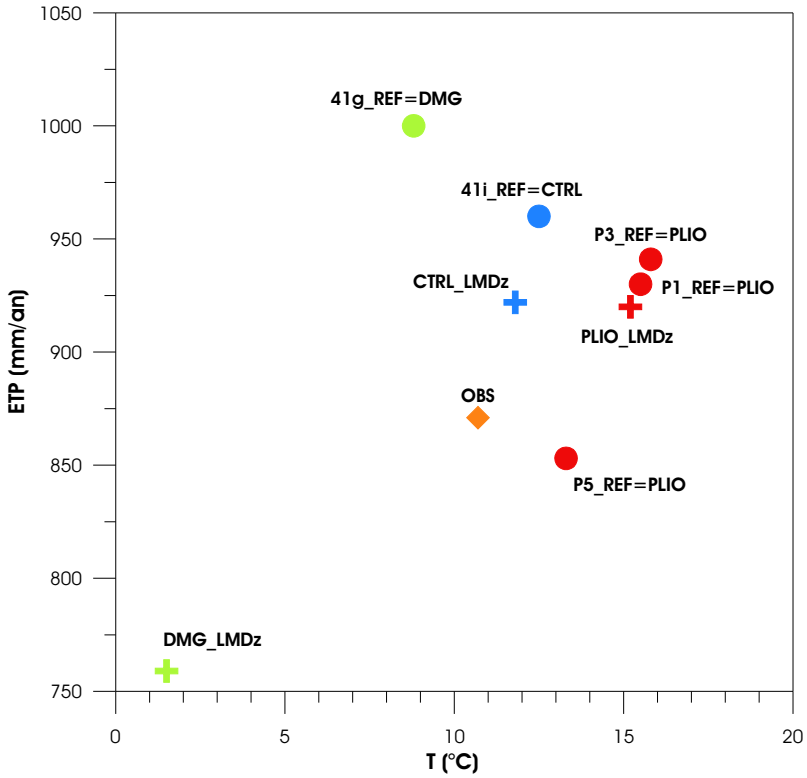


FIG. 4.14 – Evapotranspiration potentielle ($mm.an^{-1}$) estimée pour chaque palier climatique distinct en fonction de la température (^oC), en moyenne annuelle sur l'ensemble du bassin de Paris. Les observations (OBS) ne sont disponibles que sur le bassin de la Seine. Les ETP du CTRL, du DMG et du Pliocène moyen (PLIO) sont calculées selon la formule de Penman à partir des variables climatiques simulées par le modèle LMDZ. Les ETP des paliers $P1$, $P3$ et $P5$ sont reconstruites à l'aide de la même formule par application d'une perturbation en température à partir des données simulées au Pliocène moyen. Les stades chauds $41i$ sont calculés de la même façon par rapport au CTRL et les stades froids $41g$ au DMG. Se référer au texte pour l'exposé des principes de reconstruction.

discutable. Il s'est appuyé sur la recherche, pour chaque palier, de l'analogue climatique simulé le plus proche et ce, de façon à garder une cohérence globale des données utilisées dans chaque modélisation paléohydrologique. En particulier, pour chacune d'entre elles, sont introduites les fonctions de production associées à cette même référence, qui traduisent les conditions environnementales, les plus proches du palier intermédiaire que l'on cherche à caractériser, notamment en terme de végétation. Dans le cas des stades glaciaires des cycles de 41 ka, la référence au DMG permet en outre le calcul de précipitations et d'ETP continentales dans la Manche exondée. Rappelons que la baisse du niveau marin imposée dans le scénario pour les stades $41g$ est de -70 m par rapport à l'actuel.

Ce choix se justifie aussi par le fait qu'il n'est pas apparu de relation linéaire aussi bien entre les précipitations et les températures qu'entre les ETP et les températures simulées par le MCGA pour les trois climats clefs. Un calcul d'anomalies par rapport au seul CTRL aurait donc conduit à établir une cohérence entre chaque palier intermédiaire et le CTRL mais dont le DMG et le Pliocène moyen auraient été exclus.

La multiplication des combinaisons possibles, fonction à la fois des erreurs générées par le MCGA, du choix de la méthode d'extrapolation et des amplitudes possibles des paléotempératures des différents paliers climatiques, signale ô combien cet exercice est périlleux, d'autant plus qu'aux incertitudes déjà évoquées, vont se cumuler celles issues des approximations du modèle hydrologique. En l'état actuel, les données de précipitations et d'ETP ici reconstruites constituent une base sur laquelle des barres d'erreur peuvent être estimées pour donner lieu à autant de modélisations hydrologiques. En seront déduites des gammes de variation de la recharge pour chaque palier climatique.

4.5.2 Mise en œuvre de MODSUR : reconstruction du scénario d'évolution temporelle de la recharge

Le modèle hydrologique MODSUR a été mis en œuvre pour chacun des paliers paléoclimatiques intermédiaires à partir des forçages reconstruits de précipitations et d'ETP, selon le scénario de base défini. A chaque palier est associée une distribution de fonctions de production correspondant à la situation climatique simulée par le modèle LMDZ auquel il se réfère (cf. ci-dessus).

Les cartes d'infiltration moyenne annuelle produites par MODSUR sont tracées en figures 4.15 et 4.16 et les moyennes annuelles calculées à l'échelle du bassin sont indiquées

dans le tableau 4.2. Entre deux paliers consécutifs, la variation de la recharge peut atteindre jusqu'à une centaine de mm.an^{-1} (transition 41g-41i), soit une diminution des apports de l'ordre de 60%, mais elle se situe en général autour de quelques dizaines de mm.an^{-1}.

Pour chaque palier, il a été recherché une gamme potentielle de variation de la recharge, en fonction des données d'entrée atmosphériques, qui se traduit par la proposition d'une barre d'erreur (figure 4.17). La réponse du modèle hydrologique a été testée en fonction de différents scénarios de forçage climatique. Ces scénarios, dont le détail ne sera ici pas présenté, ont pris en compte chacune des sources d'incertitudes mises en évidence au cours de la démarche de reconstruction des données d'entrée du modèle hydrologique, en les combinant. En particulier, ont été testés les impacts : 1) du choix de la température attribuée à chaque palier intermédiaire sur la base de la courbe isotopique et des données polliniques, 2) de la méthode d'extrapolation des précipitations et ETP, en fonction du gradient P-T choisi, ou de la simulation de référence.

De même, une correction des champs simulés par le modèle LMDZ au Pliocène moyen et au DMG a été proposée, de façon à se rapprocher des températures et précipitations déduites de l'analyse des séquences polliniques correspondantes (cf. sections 3.2 et 3.3). A cet égard, il a été intéressant de constater un bon accord entre les estimations polliniques, du DMG comme du Pliocène moyen, et le gradient P-T$_{CTRL-DMG}$. Selon ce gradient, une anomalie de température de -15^oC entre DMG et CTRL correspond en effet à une anomalie de précipitations d'environ 750 mm.an^{-1}, soit une valeur contenue dans la gamme des anomalies observées pour les données polliniques. De même, des précipitations de l'ordre de 1 100 mm.an^{-1}, plus proches des estimations polliniques, peuvent recalculées pour le Pliocène moyen à l'aide de ce gradient.

Les plus fortes variations de recharge pour un palier donné ont été observées lorsque les variables simulées par le LMDZ sont corrigées grâce aux observations polliniques. Des infiltrations dépassant les 250 mm.an^{-1} peuvent alors être atteintes pour les paliers du Pliocène. De même, l'hypothèse d'un DMG plus froid et aride se traduit de façon attendue par une reprise évaporatoire de l'ensemble des quantités précipitées d'où une recharge réduite à néant. Les plus larges barres d'erreur concernent les paliers des cycles de 41 ka du fait des faibles contraintes disponibles en terme de température. De façon générale, la variation maximale au sein d'un même palier ou d'un palier à l'autre est d'environ 65%. La sensibilité du système hydrogéologique à des variations de la recharge d'un tel ordre de grandeur sera donc testée par la suite (cf. section 6.2).

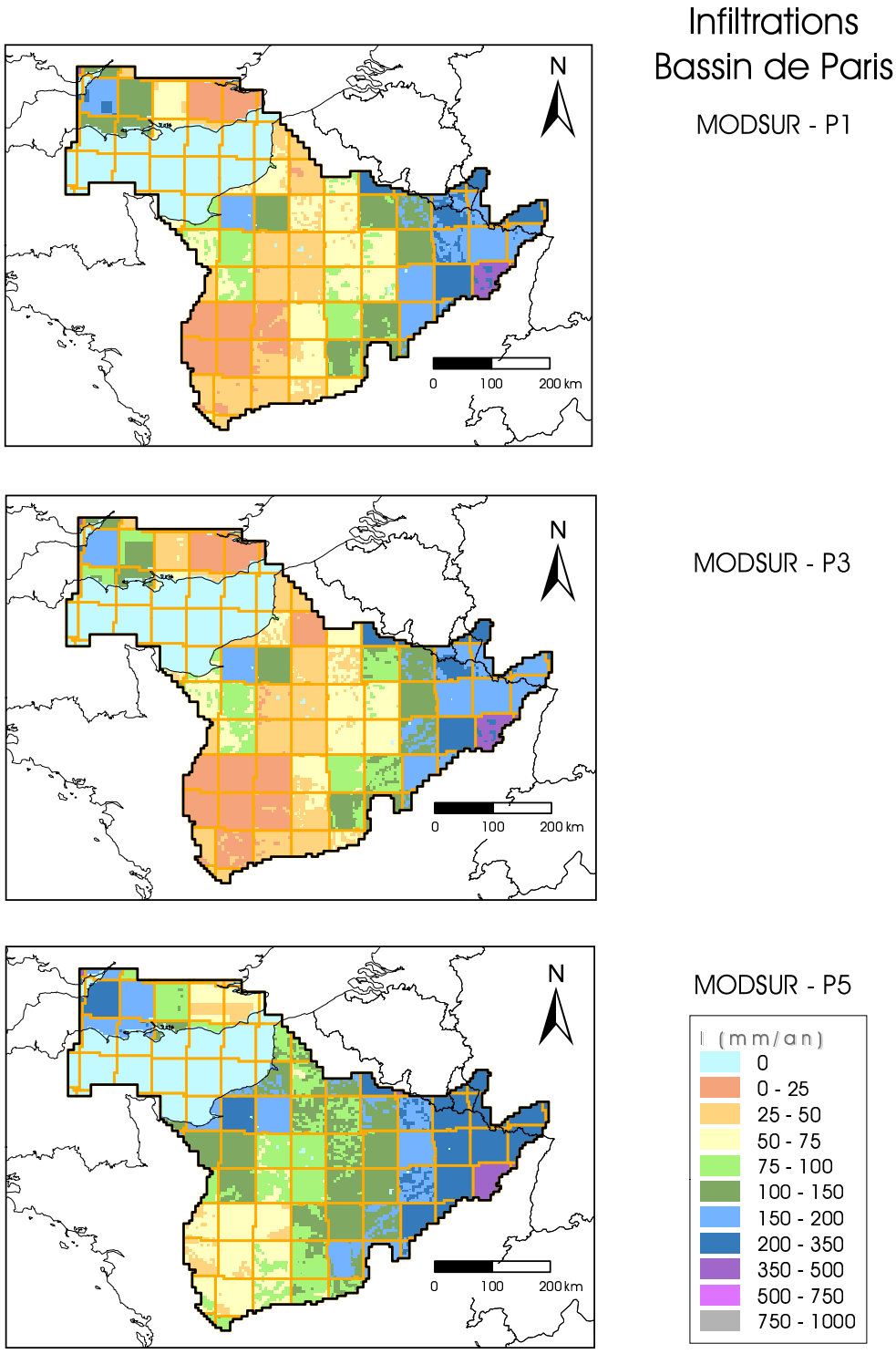


FIG. 4.15 – Idem figure 4.9, mais pour les paliers P_1, P_3 et P_5, selon le scénario 3.

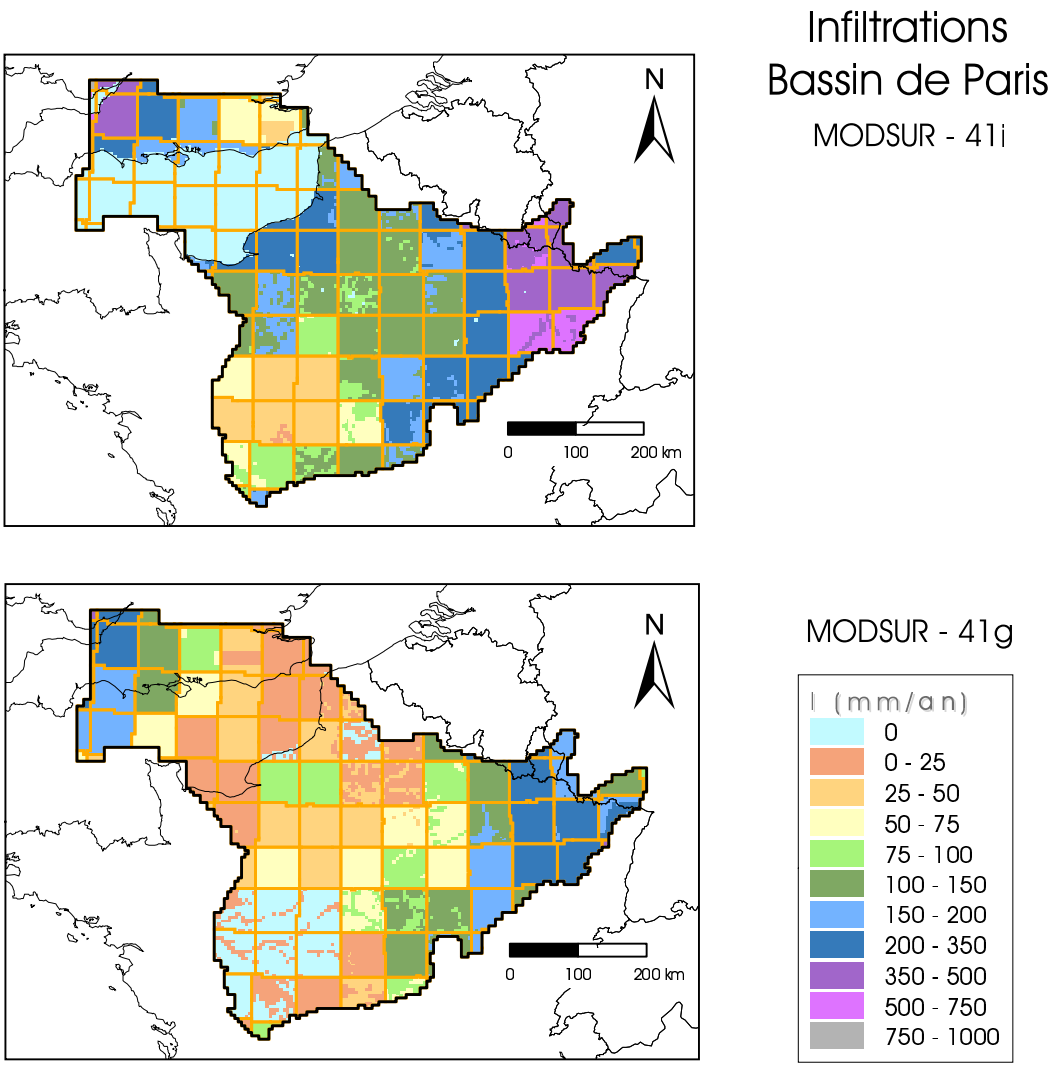


FIG. 4.16 – Idem figure 4.9, mais pour les stades chauds et froids des cycles de 41 ka, selon le scénario 3.

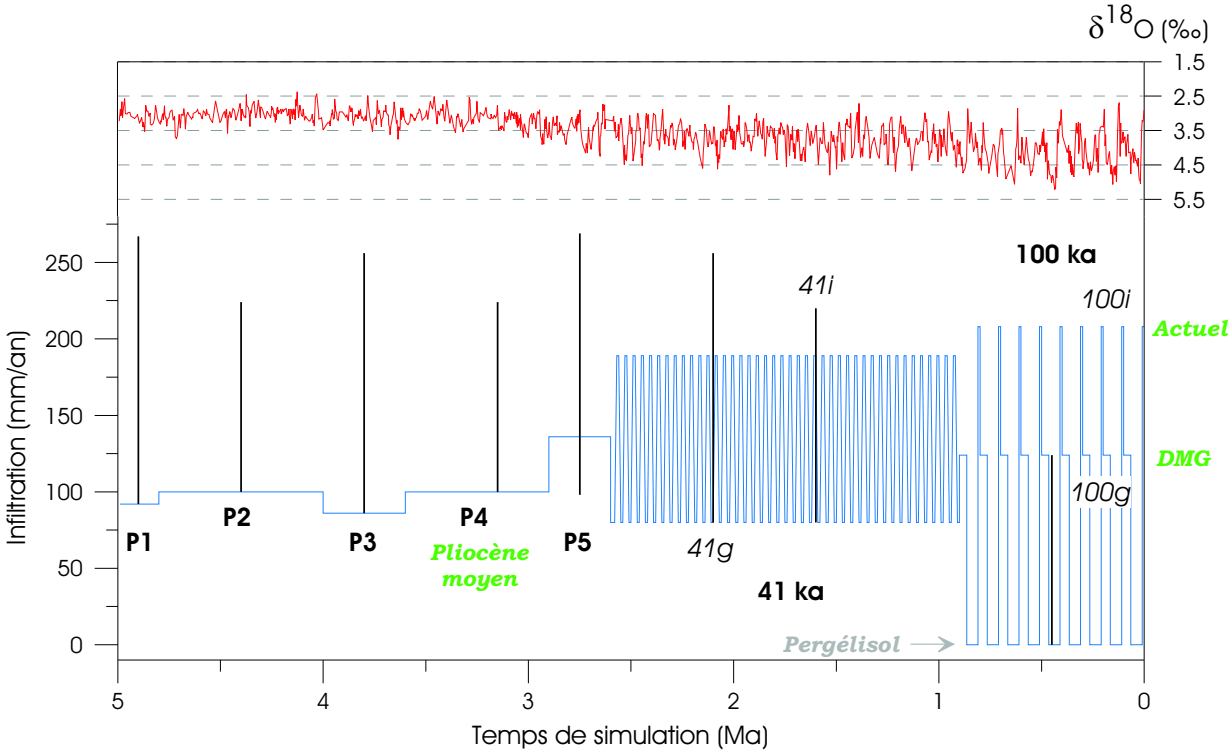


FIG. 4.17 – Scénario d'évolution temporelle de l'infiltration moyenne dans le Bassin parisien. Les lignes noires verticales correspondent aux gammes potentielles de variation de la recharge pour chaque palier. Les simulations climatiques conduites avec le modèle LMDZ correspondant aux différents paliers sont rappelées, de même que les variations isotopiques de l'oxygène issues de la carotte OPD 659 (Tiedemann et al. 1994).

Il n'a été ici question que de sensibilité du modèle hydrologique à ses données d'entrée atmosphériques. La sensibilité de MODSUR en terme de bilan hydrique mériterait également d'être évaluée au cours du cycle annuel en prenant en compte la variabilité saisonnière afin de distinguer l'impact relatif et combiné des signaux de précipitations et d'évapotranspiration potentielle en entrée. De même l'impact de la variabilité interannuelle pourrait être testé en imposant en entrée non pas dix années météorologiques moyennées identiques mais les dix années explicitement simulées par le MCGA. Enfin l'incertitude relative due au modèle hydrologique pourrait être comparée à celle due aux scénarios paléoclimatiques par l'analyse des différences d'infiltration entrainées par le changement des paramètres de MODSUR, en particulier la capacité de stockage du réservoir de sol ($DCRT$ et/ou CRT) qui contrôle la précipitation efficace, et le seuil d'infiltration (FN) qui détermine la séparation entre infiltration et ruissellement. Ce travail n'a cependant pas été entrepris dans le cadre de cette étude, qui se contente d'une première approximation de l'amplitude des variations potentielles.

TAB. 4.2 – Détail de la construction d'un scénario d'évolution paléoclimatique de base : sont indiquées pour chaque palier des estimations de la température, des précipitations et de l'ETP moyennes annuelles sur le bassin de Paris, ainsi que la valeur de l'infiltration moyenne annuelle calculée par MODSUR en fonction des forçages atmosphériques appliqués. Les valeurs simulées par le modèle LMDZ (corrigées par rapport aux observations Météo-France) sont en gras. Celles ayant fait l'objet d'une extrapolation climatique (section 4.5.1) sont en italique.

Paliers climatiques	T [°C]	P [mm.an^{-1}]	ETP [mm.an^{-1}]	I [mm.an^{-1}]
$CTRL$	**10,6**	**859**	860	208
DMG	**0,2**	**551**	681	124
$41i$	*11,2*	*874*	*901*	189
$41g$	*7,5*	*760*	*975*	80
P_5	*12,1*	*675*	*768*	138
$PLIO$	**14,0**	**696**	848	100
P_3	*14,6*	*701*	*874*	86
P_1	*14,3*	*697*	*861*	92

4.6 Synthèse et perspectives

La construction d'une interface hydrologique entre le forçage climatique du modèle de circulation générale atmosphérique zoomé LMDZ et le système souterrain a eu pour but d'évaluer les quantités moyennes infiltrées à chaque étape de notre scénario d'évolution climatique et ainsi, l'amplitude des variations potentielles de la recharge au cours du temps. Les infiltrations calculées par MODSUR doivent désormais être intégrées dans NEWSAM, le modèle hydrodynamique des écoulements souterrains, en tant que conditions aux limites d'alimentation dynamiques (cf. section 5.1).

A ce stade, un seul scénario climato-hydrologique, choisi comme scénario de référence, est retenu. Si les quantités absolues modélisées à chaque étape sont sujettes à de larges incertitudes, les amplitudes d'infiltration entre situations paléoclimatiques distinctes sont supposées suffisamment contrastées. La mise en œuvre d'une simulation hydrogéologique de référence, fondée sur cet unique scénario, doit permettre de comprendre dans un premier temps la réaction du système hydrogéologique modélisé à la prescription d'une recharge évolutive (cf. section 6.1) et d'en déduire seulement alors quels sont les scénarios alternatifs pertinents pour tester la sensibilité de la réponse hydrodynamique à ce type de forçage (cf. section 6.2).

Notre démarche de reconstruction de l'historique de la recharge a consisté à découper le temps en paliers à conditions climatiques stables, sur la base des variations globales du climat des cinq derniers millions d'années, estimées d'après un enregistrement isotopique continu de l'oxygène issu d'une carotte marine profonde (cf. chapitre 2). Cette discrétisation a rendu possible la mise en œuvre à chaque palier d'un modèle hydrologique pour en déduire la lame infiltrée correspondante. Cette approche ne permet en revanche pas d'appréhender une variabilité temporelle du climat à haute résolution. Une indexation directe mais non justifiée de l'infiltration sur la courbe isotopique à partir des trois situations climatiques clefs simulées autoriserait une telle évaluation. C'est un tel choix qu'ont fait par exemple Tebbens et al. (2000), dans le cadre d'une compréhension des impacts comparés du climat, de la tectonique et de l'eustatisme sur la paléodynamique fluviale de la Meuse, pour une problématique finalement analogue à la nôtre en terme de méthodologie. Cette méthode repose sur l'évaluation de variations hydrologiques relatives. Dans la mesure où notre propre méthode de reconstruction des évolutions temporelles de la recharge s'est heurtée à de nombreuses incertitudes, cette alternative n'est pas à exclure.

Cette comparaison à la modélisation géomorphologique ouvre la porte à des voies prometteuses de développement ultérieur du modèle hydrologique, visant justement à quantifier ces paléodébits, pour une interaction possible avec les modèles d'évolution fluviale, en tant qu'entrées du système. Un effort supplémentaire est requis pour extraire des paléotopographies les réseaux de drainage à chaque période clef, améliorer la simulation hydrologique des conditions glaciaires par la prise en compte de la neige et du pergélisol, pour caler réellement notre propre système sur les observations actuelles et envisager une modélisation couplée des interactions entre hydrologie de surface et écoulements souterrains. Ce sont autant d'approximations ou simplifications auxquelles nous avons été conduits dans le présent modèle qui pourraient être gommées. Le bilan d'eau et donc les quantités infiltrées n'en seraient que calculées avec moins d'incertitudes.

Troisième partie

Conditions aux limites évolutives des systèmes hydrogéologiques et effets transitoires hydrodynamiques : modélisation tridimensionnelle du Bassin parisien

Chapitre 5

Construction et mise en œuvre du modèle hydrogéologique tridimensionnel sur le bassin de Paris

Du fait de la disposition de ses assises géologiques en « pile d'assiettes creuses » et de la succession de formations de nature lithologique et de perméabilité différentes, le Bassin parisien possède des ressources en eaux souterraines importantes, réparties dans de nombreux aquifères libres, semi-captifs ou captifs profonds superposés, séparés par des semi-perméables. L'importance de cette ressource, son caractère stratégique, associés à la présence d'hydrocarbures, à l'exploitation géothermique, au stockage effectif de gaz ou potentiel de déchets nucléaires définissent autant d'enjeux sociétaux dont ce bassin est la cible, suscitant un intérêt croissant ces dernières années. La recherche autour de ces problématiques majeures a visé en particulier à caractériser le fonctionnement hydrodynamique de cet hydrosystème et à comprendre les mécanismes moteurs des écoulements dont il est le siège. Parmi celles-ci, citons les travaux de Wei (1990), Menjoz et Lambert (1991) ou de Castro (1995) centrés sur le Dogger, ou encore ceux de Raoult (1999) sur l'Albien.

Des communications hydrauliques existent entre les aquifères sus-mentionnés et sont assurées par convection le long des accidents tectoniques majeurs et par drainance verticale à travers les formations semi-perméables (Wei 1990, Raoult 1999), conférant au système une structure multicouche. Aucun réservoir ne pouvant cependant être isolé hydrauliquement, la compréhension des écoulements souterrains dans un tel bassin nécessite de le considérer dans sa globalité. Nos objectifs particuliers de travail, qui visent à déterminer l'impact des

perturbations engendrées par les variations des conditions aux limites du système, elles-mêmes traduction de l'histoire paléoclimatique et géomorphologique récente du bassin de Paris, nous conduisent à considérer cette approche globale. Les perturbations sont en effet susceptibles de se propager à l'ensemble du bassin.

La mise en œuvre d'un modèle numérique quasi-tridimensionnel, fondé sur les équations de la dynamique des fluides et qui s'appuie sur une représentation multicouche du système hydrogéologique, est nécessaire à la concrétisation d'une telle démarche. L'étape préliminaire de l'étude hydrogéologique de notre système consiste donc à élaborer un modèle tridimensionnel du bassin de Paris, fondé sur un code numérique, bâti sur une géométrie discrétisée, habillé de paramètres hydrodynamiques et conditionné en ses limites par nos scénarios d'évolution climatique et morphologique. Ce premier chapitre de modélisation des écoulements souterrains en est l'objet. Le schéma numérique utilisé, présenté dans un premier temps, est le code NEWSAM (Ledoux 1975), de l'Ecole des Mines de Paris. Le modèle adapte une structure préexistante, développée dans le cadre d'une modélisation hydro-thermo-mécanique 3D du même bassin (Gonçalvès 2002). Il en intègre les résultats de simulation en terme de perméabilités et de coefficients d'emmagasinement (Gonçalvès et al. 2004a, de Marsily et al. 2005). Des conditions aux limites évolutives pertinentes lui sont imposées, qui dérivent de nos efforts de reconstitution paléoclimatique et géomorphologique développés dans les deux premières parties de cette thèse. Les premières sorties du modèle sont enfin discutées.

5.1 L'outil numérique : le code NEWSAM

Pour satisfaire à l'objectif de cette étude, il est nécessaire de se doter d'un outil de modélisation capable de simuler les écoulements souterrains dans le Bassin parisien. L'outil dont nous disposons est le code NEWSAM. Ce dernier a été conçu et mis au point au Centre d'Informatique Géologique de l'Ecole des Mines de Paris (CIG, ENSMP) pour simuler numériquement les transports d'eau et de matière dans les aquifères multicouches, par la méthode des différences finies, mise en œuvre sur des mailles carrées emboîtées de dimension variable (Ledoux 1975, Levassor et Ledoux 1996).

La structure du modèle est élaborée par le module GEOSAM qui divise verticalement le domaine à modéliser en plusieurs couches et maille chacune d'elles horizontalement, respectant ainsi la schématisation classique multicouche, le système souterrain prenant

l'aspect d'un empilement de couches connectées les unes aux autres. Le maillage est de type gigogne, autorisant son raffinement tout en le limitant aux strictes zones d'intérêt. A chacune des mailles sont rattachées les caractéristiques hydrodynamiques discrétisées du milieu.

Le code NEWSAM introduit les paramètres nécessaires à la simulation et exécute les calculs. Il intègre numériquement l'équation aux dérivées partielles de la diffusivité régissant les écoulements en milieu poreux, combinaison de la loi de Darcy et de l'équation de conservation de la masse :

$$div(\overline{\overline{T}}\overrightarrow{gradh}) = S\frac{\partial h}{\partial t} + q + q_{sup} + q_{inf}$$

avec :

- $\overline{\overline{T}}$: tenseur de transmissivité [$L^2.T^{-1}$]
- h : charge hydraulique [L]
- S : coefficient d'emmagasinement [-]
- q : débit échangé avec l'extérieur (prélevé ou injecté) par unité de surface [$L.T^{-1}$]
- q_{sup} et q_{inf} : débits de drainance entre couches superposées [$L.T^{-1}$]

Les équations de diffusivité pour chacune des couches sont résolues numériquement par la méthode des différences finies. Il en résulte un système d'équations différentielles du premier ordre par rapport au temps, résolu par une méthode itérative, implicite ou explicite :

$$\overline{\overline{T}}H = a^2\overline{\overline{S}}\frac{dH}{dt} + Q$$

avec :

- $\overline{\overline{T}}$: matrice des transferts ou transmissivité de passage
- H : vecteur charge hydraulique dont les composantes sont les valeurs moyennes de la charge par maille au temps t
- $a^2\overline{\overline{S}}$: matrice diagonale contenant le produit du coefficient d'emmagasinement discrétisé par la surface de chaque maille
- Q : vecteur des débits échangés avec l'extérieur

L'équation de diffusivité possède une seule et unique solution pour un domaine d'intégration, des conditions initiales (piézométrie au début de la simulation) et des conditions aux limites donnés. Les conditions aux limites règlent les échanges entre le domaine souterrain et le milieu extérieur et sont de deux types : condition de flux imposé (Neuman) ou

condition de charge imposée (Dirichlet). La représentation particulière des conditions aux limites de drainage est décrite par la suite en section 5.3. En régime transitoire, NEWSAM peut découper la période totale de simulation en phases de calcul, dont la durée est exprimée en nombre entier de pas de temps de calcul, et au sein desquelles les conditions aux limites restent constantes.

5.2 Une géométrie et des paramètres hydrodynamiques issus d'une modélisation de bassin

S'agissant d'un système aquifère complexe dont l'extension et la profondeur atteignent respectivement plus de deux cent mille kilomètres carrés et plusieurs kilomètres, l'élaboration d'une structure représentative de sa totalité dans le but d'y modéliser les écoulements en son sein est coûteuse. Notre démarche en ce sens a donc été amplement facilitée par l'existence préalable d'un tel modèle, développé par Gonçalvès (2002) à partir de l'outil NEWBAS (Belmouhoub 1996), à des fins de modélisation génétique du Bassin parisien au cours de ses 248 Ma d'histoire, et dont la géométrie a été adaptée à notre étude propre. Le travail de Gonçalvès (2002) a d'autre part abouti à une représentation hydrodynamique tridimensionnelle contrainte par son évolution géologique passée, qui nous fournit les champs de paramètres nécessaires à notre travail.

5.2.1 Géométrie tridimensionnelle du modèle : définition des limites et discrétisation verticale et horizontale

L'extension actuelle du bassin de Paris est un héritage récent, de la fin du Crétacé et du Tertiaire. Si le modèle développé par Gonçalvès (2002) en repoussait les limites vers l'Allemagne et le bassin de Londres afin de tenir compte de connections passées du bassin avec ces domaines, seule l'extension vers l'Angleterre a été ici conservée. La structure hydrogéologique se prolonge toujours vers le bassin de Londres, la Manche ne constituant pas une limite hydrodynamique pour les aquifères profonds. Elle s'appuie en revanche sur les seuils hydrodynamiques qui la délimitent actuellement et sont autant de barrières à flux nul : ride de l'Artois, seuil Brabant-Ardennes, massif des Vosges, seuil de Bourgogne, Massif central, seuil du Poitou et Massif armoricain. Le domaine d'étude couvre alors une superficie totale de près de 250 000 km^2 (figure 5.1).

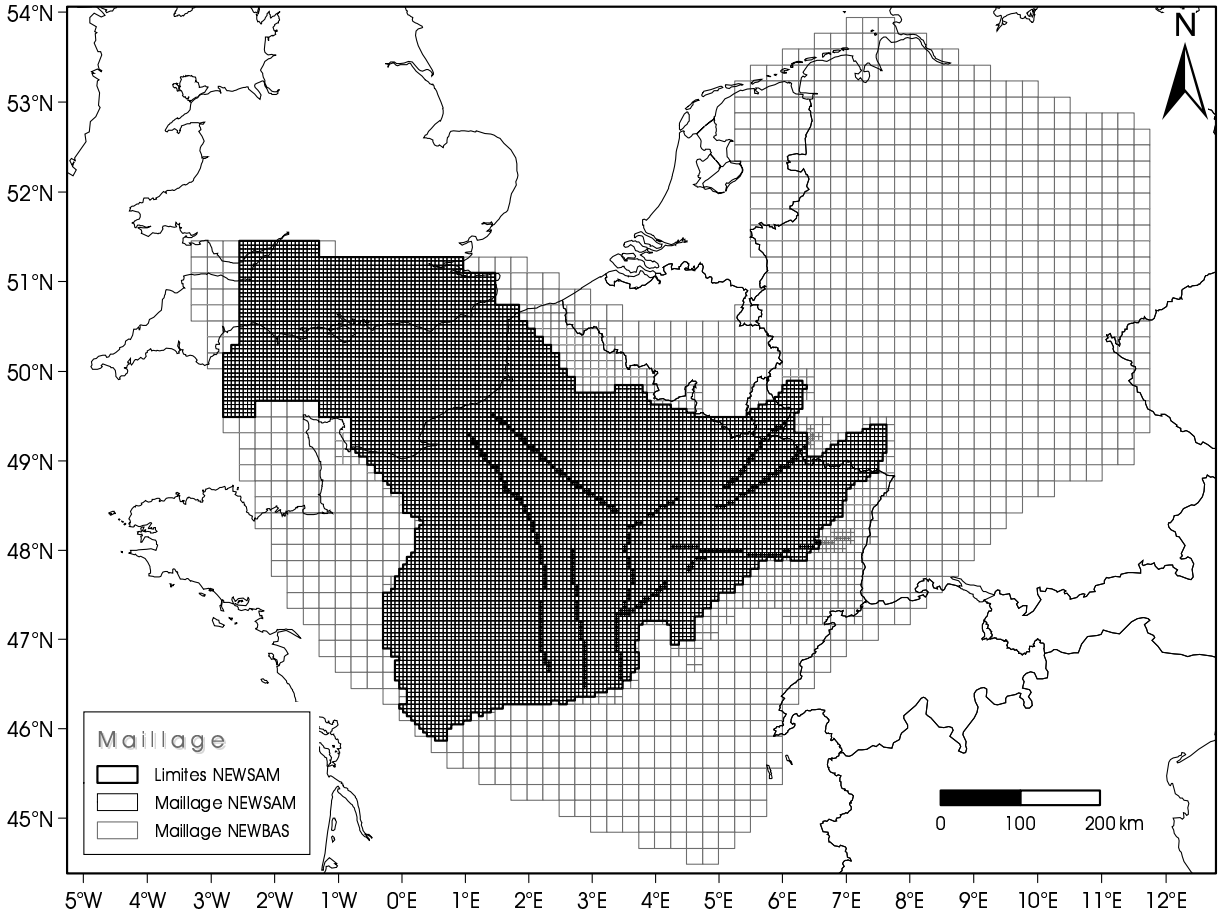


FIG. 5.1 – Extension du présent modèle, comparée aux limites du modèle dont il est issu (Gonçalvès 2002).

La succession sédimentaire du bassin de Paris est découpée en séquences de dépôts, interprétées en terme de minimum ou maximum d'inondation, qui délimitent des cycles régressifs et transgressifs. Ces intervalles de sédimentation ont été proposés par Guillocheau et al. (2000), sur la base du travail entrepris depuis les années 90 par cette équipe et finalisé dans le cadre du programme GéoFrance 3D. La synthèse de données de 1 100 forages pétroliers a permis d'aboutir à une reconstitution de l'histoire tectono-sédimentaire du bassin et d'en restituer les géométries.

De cette base de données stratigraphiques ont été extraites dix-neuf surfaces isochrones qui, associées à la surface topographique et à celle du socle, délimitent les vingt couches géologiques de notre modèle. Chacune de ces couches est renseignée du point de vue de son extension latérale, des cotes de ses toit et mur, pour une description complète de la géométrie tridimensionnelle du bassin. Le travail d'interpolation des épaisseurs réalisé par Gonçalvès (2002) sur l'étendue du domaine, pour chaque couche superposée et en accord avec les contraintes géologiques et paléogéographiques, a été mis à jour sur la structure restreinte et raffinée de notre présent modèle.

Le log stratigraphique dessiné en figure 5.2 récapitule la superposition des vingt couches définies dans le modèle, délimitées par les marqueurs stratigraphiques, du Trias au Tertiaire. L'évolution des lithologies, entre argile, sable et carbonates y est mentionnée. Sont également positionnés les principaux niveaux aquifères rencontrés. Du socle vers la surface se succèdent ainsi les aquifères sableux du Trias, les formations carbonatées du Dogger, sableuses et carbonatées du Lusitanien, et carbonatées du Portlandien, les faciès sableux du Néocomien et de l'Albien et enfin l'aquifère de la craie, entrecoupés de semi-perméables argileux et/ou marneux. La répartition spatiale des couches qui affleurent dans les limites de notre domaine, est présentée en figure 5.3.

Il est notable que cette description du bassin, issue des méthodes de la stratigraphie séquentielle, ne constitue pas un découpage hydrogéologique au sens propre du terme, i.e. fonction de propriétés hydrodynamiques homogènes, qui favorisent les continuités latérales même diachrones. En effet, du fait de variations latérales de faciès voire de lacunes, structures géologique et hydrogéologique ne coïncident pas forcément. Ceci peut être source d'instabilités numériques et rendra plus difficile d'autre part la comparaison aux modélisations antérieures proposées par d'autres auteurs (Wei 1990, Raoult 1999).

Le modèle de Gonçalvès (2002) fournit également une base en terme de maillage, de type

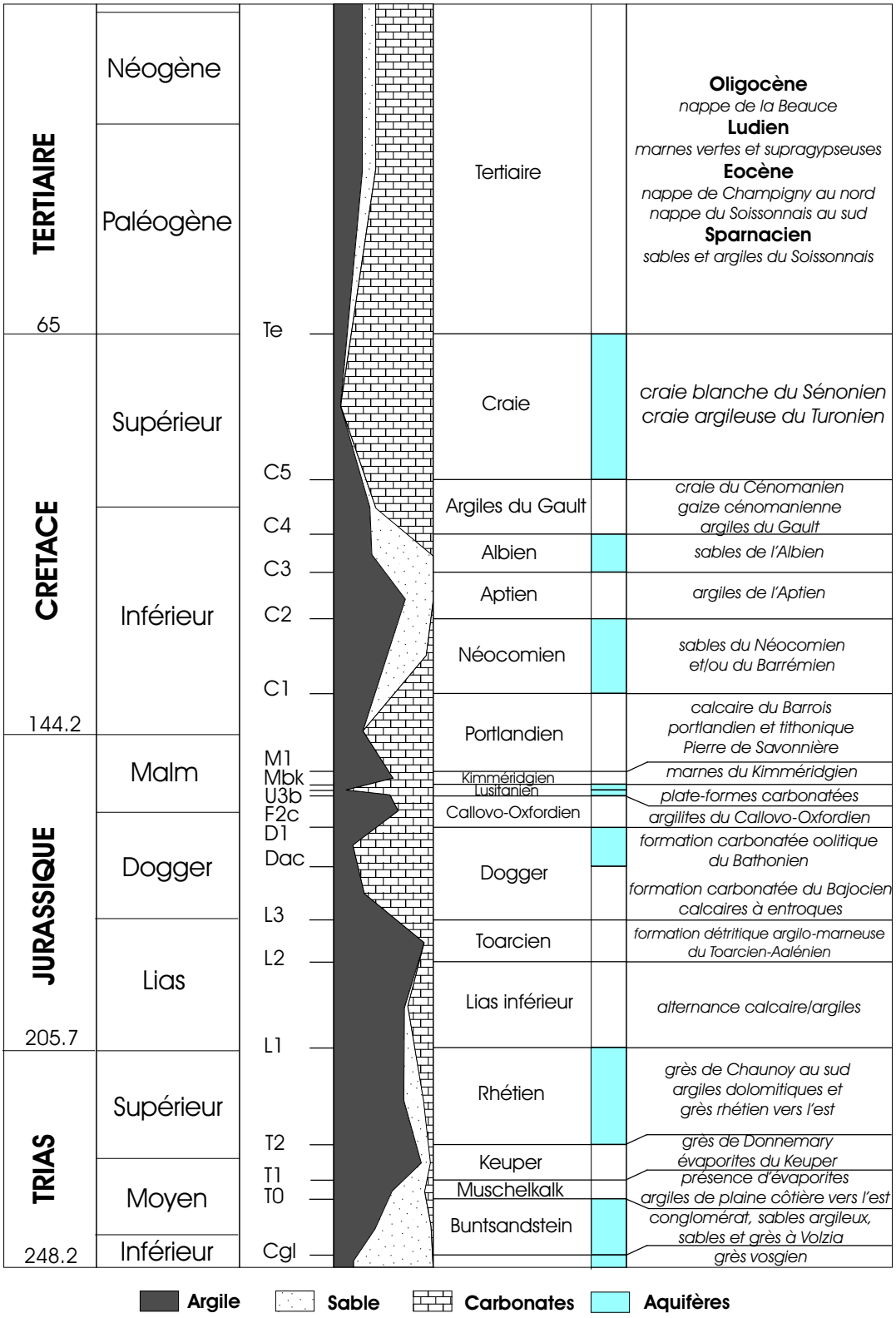


FIG. 5.2 – Log litho-stratigraphique synthétique : situation des marqueurs, évolution lithologique et localisation des niveaux aquifères majeurs.

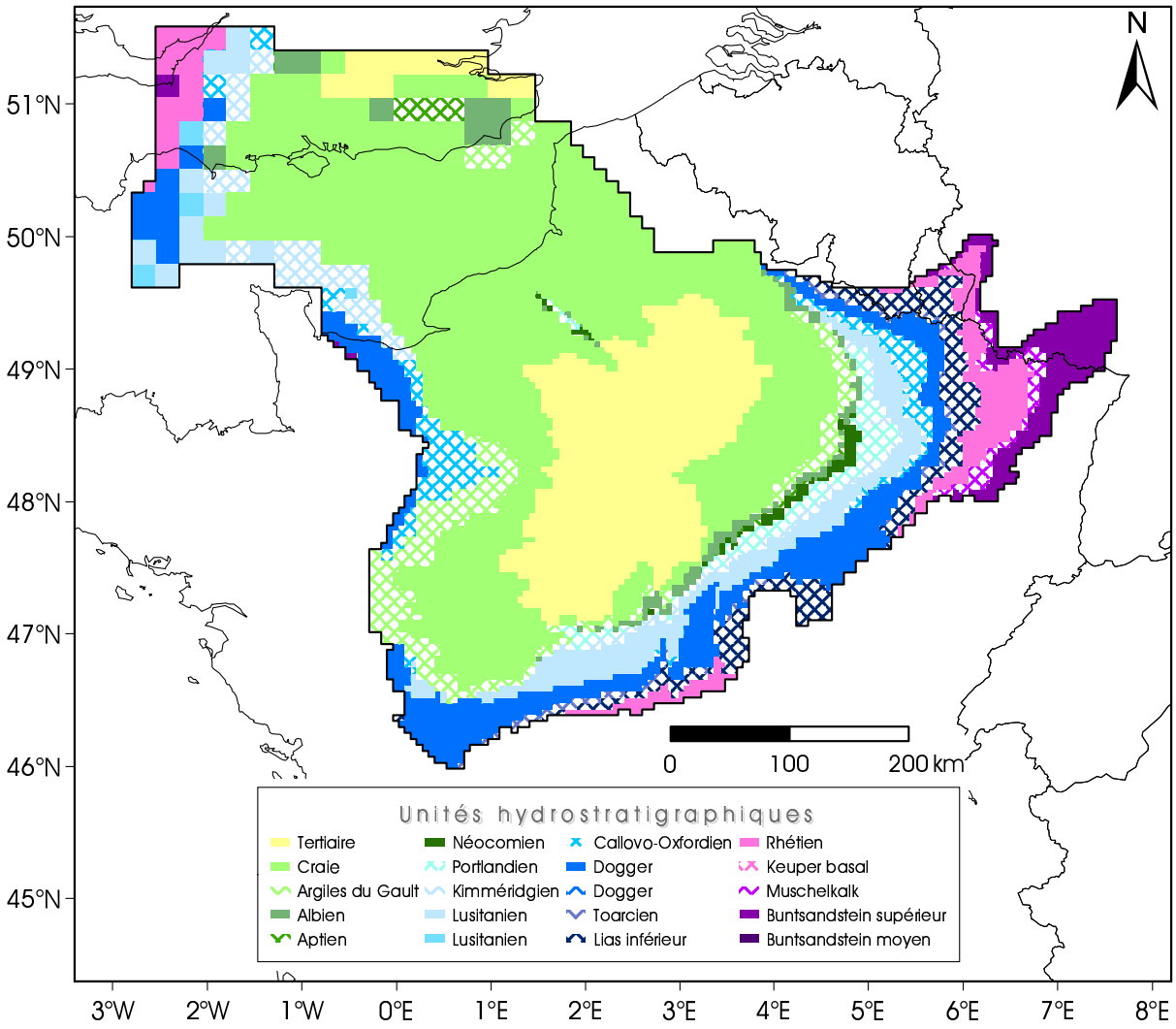


FIG. 5.3 – Carte hydrogéologique du Bassin parisien : découpage en vingt unités hydrostratigraphiques.

emboîté, directement exploitable par NEWSAM. D'une taille de base originelle de 20 km de côté, les mailles de chacune des couches ont été raffinées à 10 km et jusqu'à 5 km aux affleurements, à l'aide du mailleur automatique AV-XMAILLE (Théry et Flipo 2004). La discrétisation fine à 2,5 km de côté le long des grands éléments structuraux, i.e. les failles majeures du bassin, a été conservée (figure 5.1), sans qu'aucune propriété hydrodynamique particulière ne leur soit cependant affectée. Le maillage unique initial, décrivant l'extension maximale paléogéographique du bassin, a été redécoupé pour chaque couche, pour n'en retenir que ses limites actuelles, selon les contours de la carte hydrogéologique d'Albinet (1967). Afin de visualiser les vingt couches superposées du modèle ainsi discrétisées, le lecteur peut se reporter à la figure 5.14.

Notons enfin que le maillage ainsi défini est fixe et conservé tel quel tout au long de la simulation, les fonctionnalités de NEWSAM n'autorisant pas de processus d'activation/désactivation de mailles. Ne seront ainsi pas prises en compte les variations d'extension des différentes formations, suite aux érosions récentes affectant le bassin, évoquées au chapitre 1.

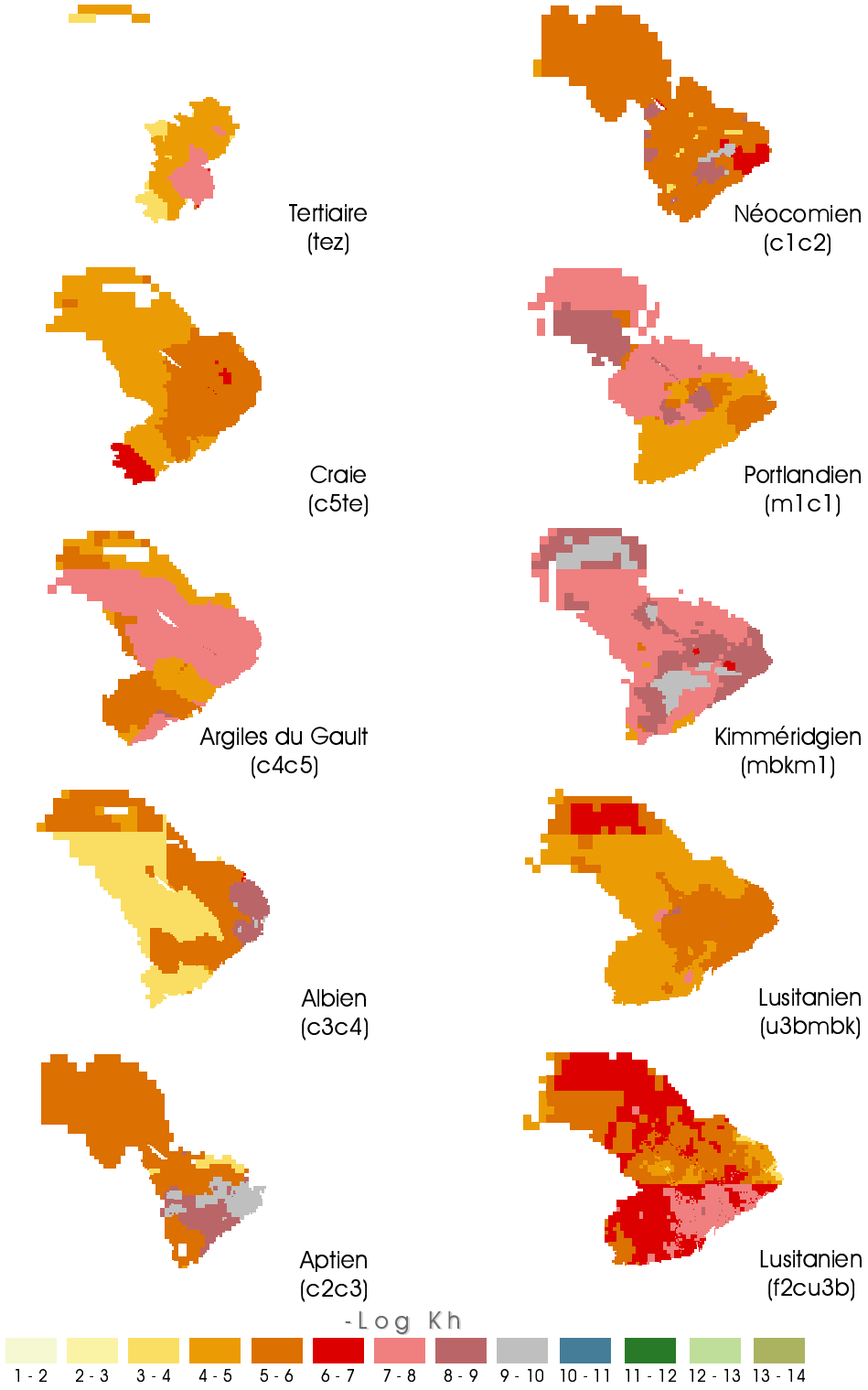
5.2.2 Paramètres hydrodynamiques

La définition des caractéristiques hydrodynamiques du bassin s'appuie sur les distributions simulées par le modèle hydro-thermo-mécanique NEWBAS, utilisé comme modèle génétique, mis en œuvre par Gonçalvès (2002) au cours de son histoire géologique. Sa démarche est fondée sur l'hypothèse que les propriétés hydrodynamiques sont le résultat de l'évolution géologique et de processus physico-chimiques. La modélisation de la complexité du milieu géologique doit permettre d'accéder à une image plausible de la perméabilité à l'échelle régionale. L'approche proposée par le modèle de bassin consiste à reproduire pour partie les processus qui modifient les propriétés hydrodynamiques au cours de l'évolution d'un bassin sédimentaire. Dans la modélisation, sont prises en compte la sédimentation, l'érosion et la compaction de dépôts de faciès hétérogènes de distribution connue. Les propriétés hydrodynamiques sont ainsi calculées au cours de la simulation comme la conséquence d'une évolution géologique : la porosité ϕ est fonction du faciès sédimentaire et de la contrainte effective, la perméabilité intrinsèque k est déduite de la porosité et du faciès selon la loi classique à base physique de Kozeny-Carman, ou la loi pétrographique de Lucia (1999) pour les carbonates (appliquée au Dogger, au Callovo-Oxfordien et au Lusitanien)

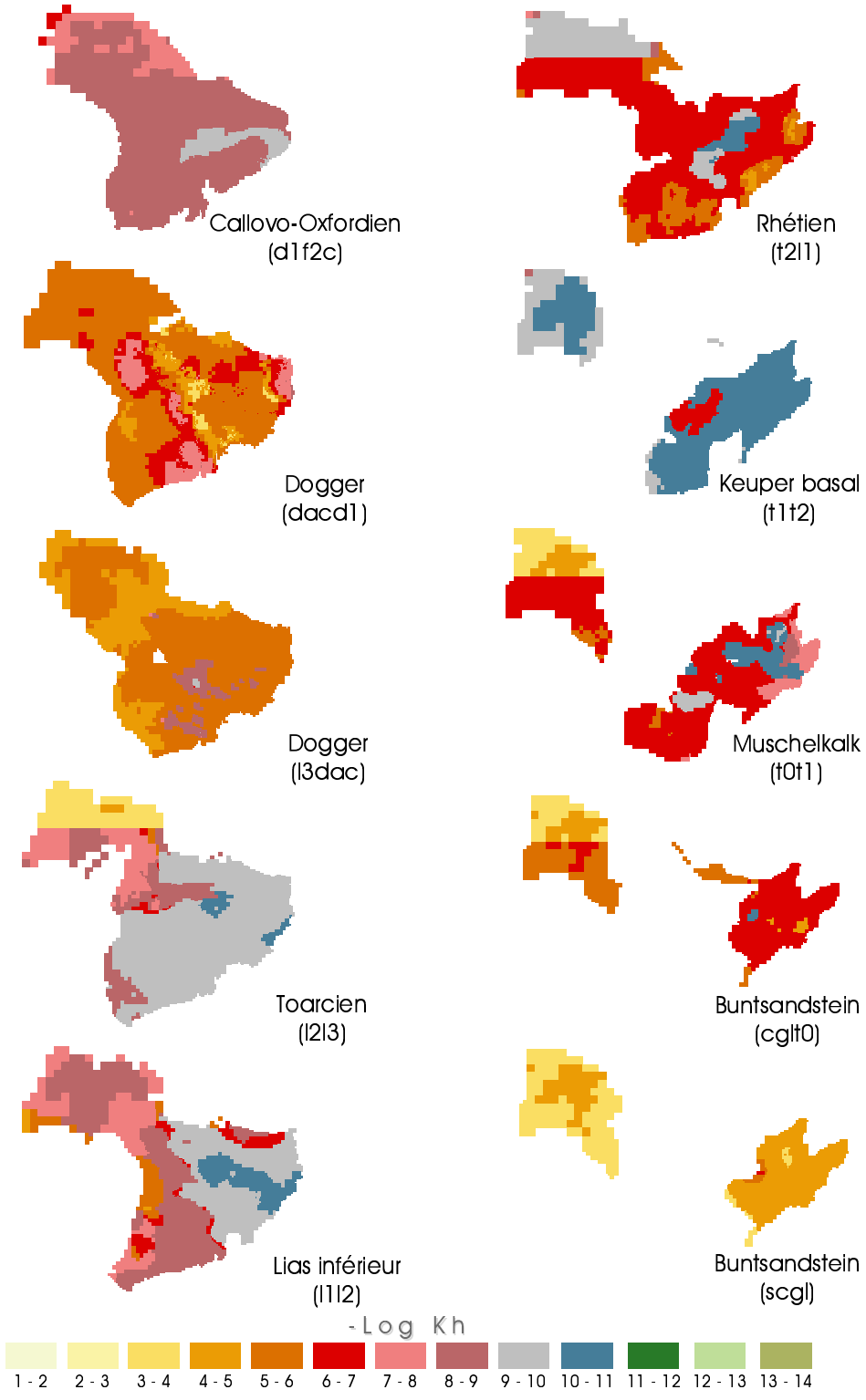
(Gonçalvès et al. 2004b). Le coefficient d'emmagasinement dépend de l'évolution de la contrainte effective et de ϕ (de Marsily et al. 2005).

Le modèle délivre donc des propriétés hydrodynamiques équivalentes à l'échelle de chaque maille, c'est-à-dire les propriétés d'un milieu homogène équivalent d'un point de vue hydrodynamique au domaine hétérogène réel. La représentativité des perméabilités à l'échelle régionale et la capacité du modèle à reproduire l'hétérogénéité des perméabilités ont été vérifiées (Gonçalvès et al. 2004b). Les perméabilités sont estimées à l'ordre de grandeur près. Compte tenu des dimensions de l'objet étudié et du nombre limité des données de validation disponibles, la distribution des paramètres est reproduite avec une précision acceptable (Gonçalvès et al. 2004a).

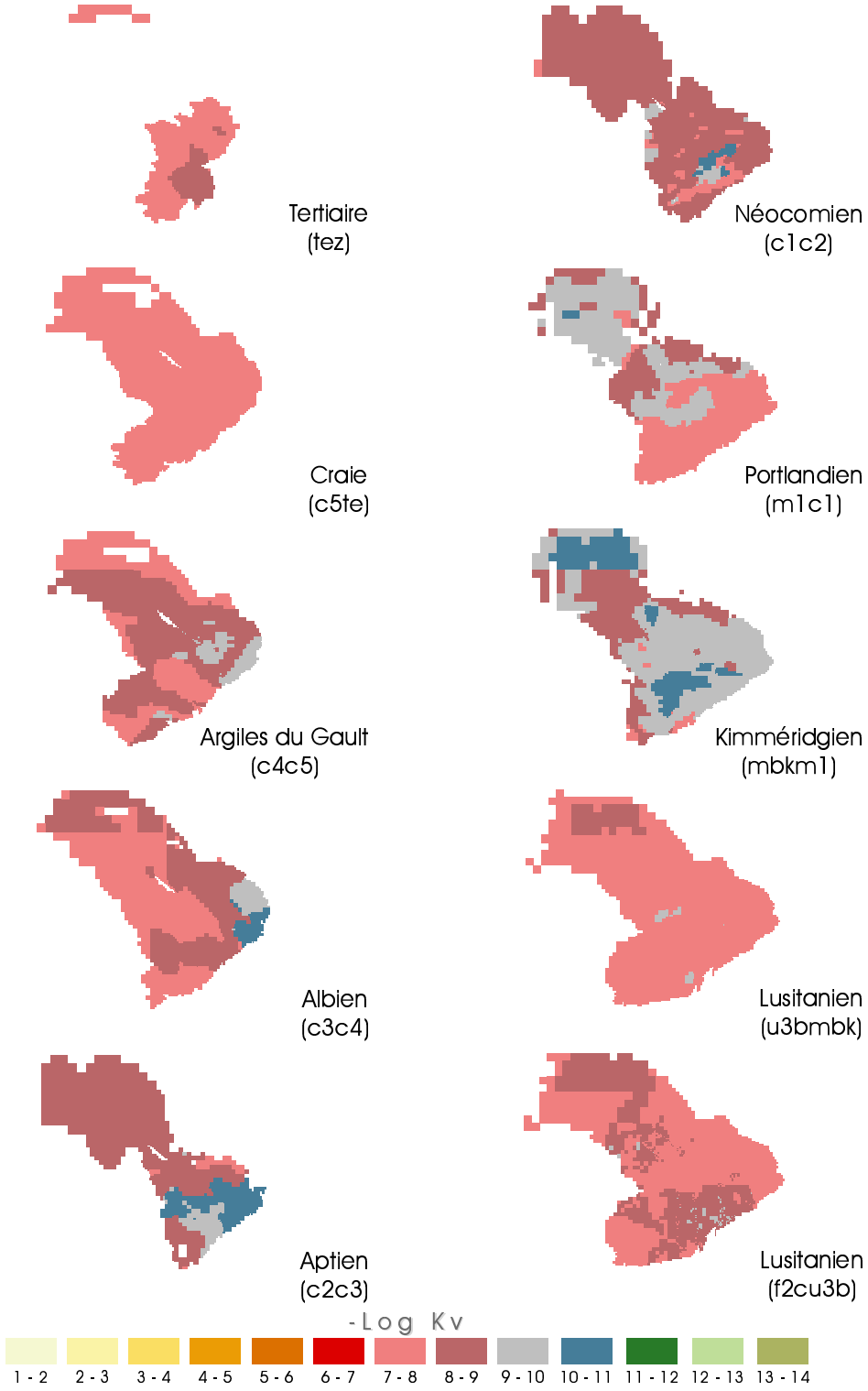
C'est donc cette structure hydrodynamique qui est intégrée dans NEWSAM. Le jeu de paramètres comprend les perméabilités horizontales et verticales et les coefficients d'emmagasinement. Les perméabilités horizontales sont supposées isotropes dans chaque couche. Du fait de la forte hétérogénéité des paramètres hydrodynamiques au sein de chacune des couches et dans un souci de convergence du modèle, un ajustement des perméabilités verticales, visant à écrêter les fortes perméabilités ($> 10^{-8}$ m.s^{-1}), a été rendu nécessaire. Les coefficients d'emmagasinement ont quant à eux été remplacés par des porosités de drainage sur les mailles affleurantes, pour rendre compte d'une porosité de nappe libre, en modulant les porosités totales calculées par NEWBAS au cours de la simulation de bassin en fonction de la lithologie. Le module GIS2WAQS (Flipo 2005) les affilie au nouveau modèle, par simple correspondance entre mailles « mères » initiales et mailles « filles » contenues à l'intérieur. La figure 5.4 fait état des cartes résultantes pour chacune des couches.



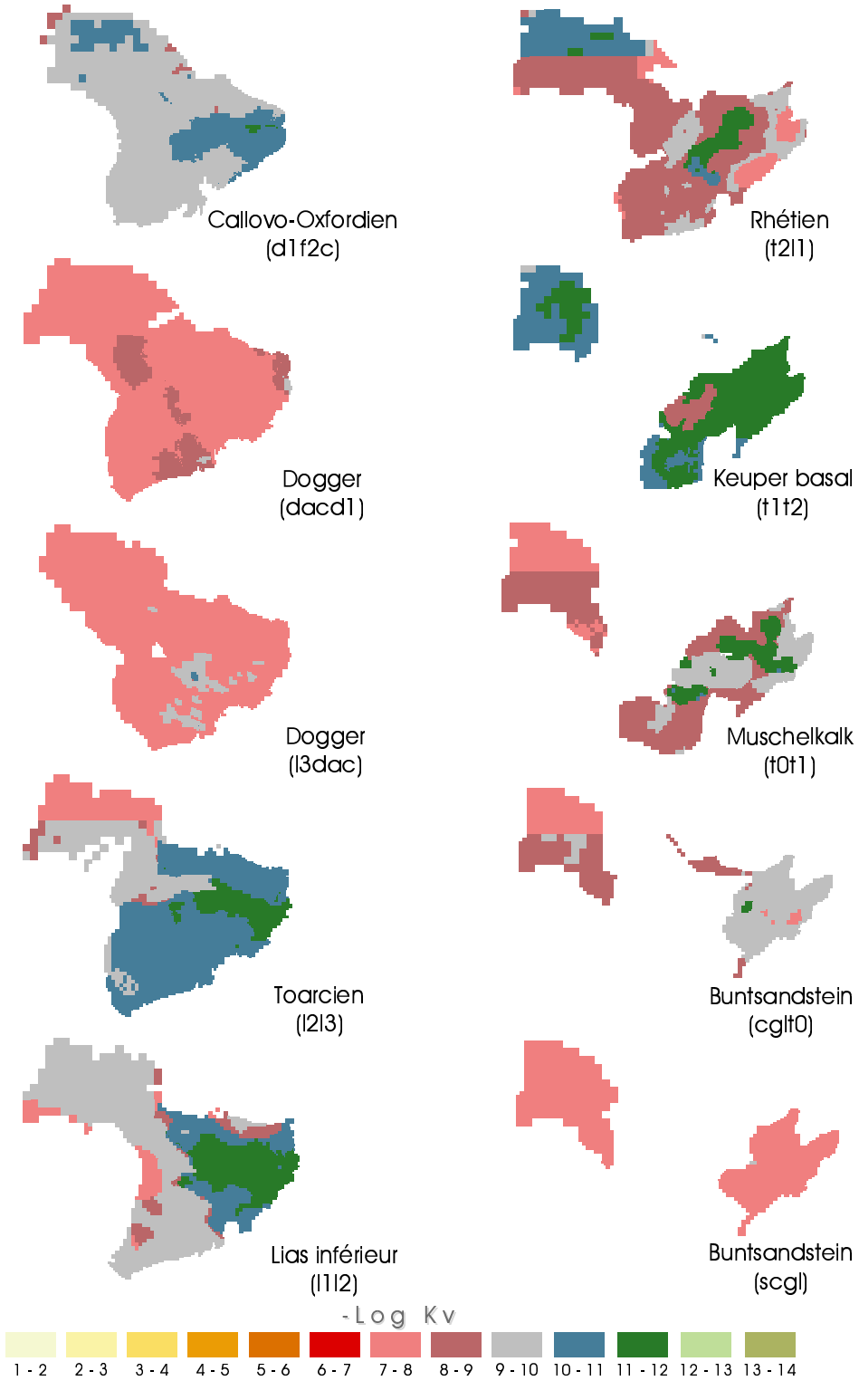
(a) Champs des perméabilités horizontales, exprimées en $-\mathrm{Log}(\mathrm{K}_h(\mathrm{m.s}^{-1}))$.



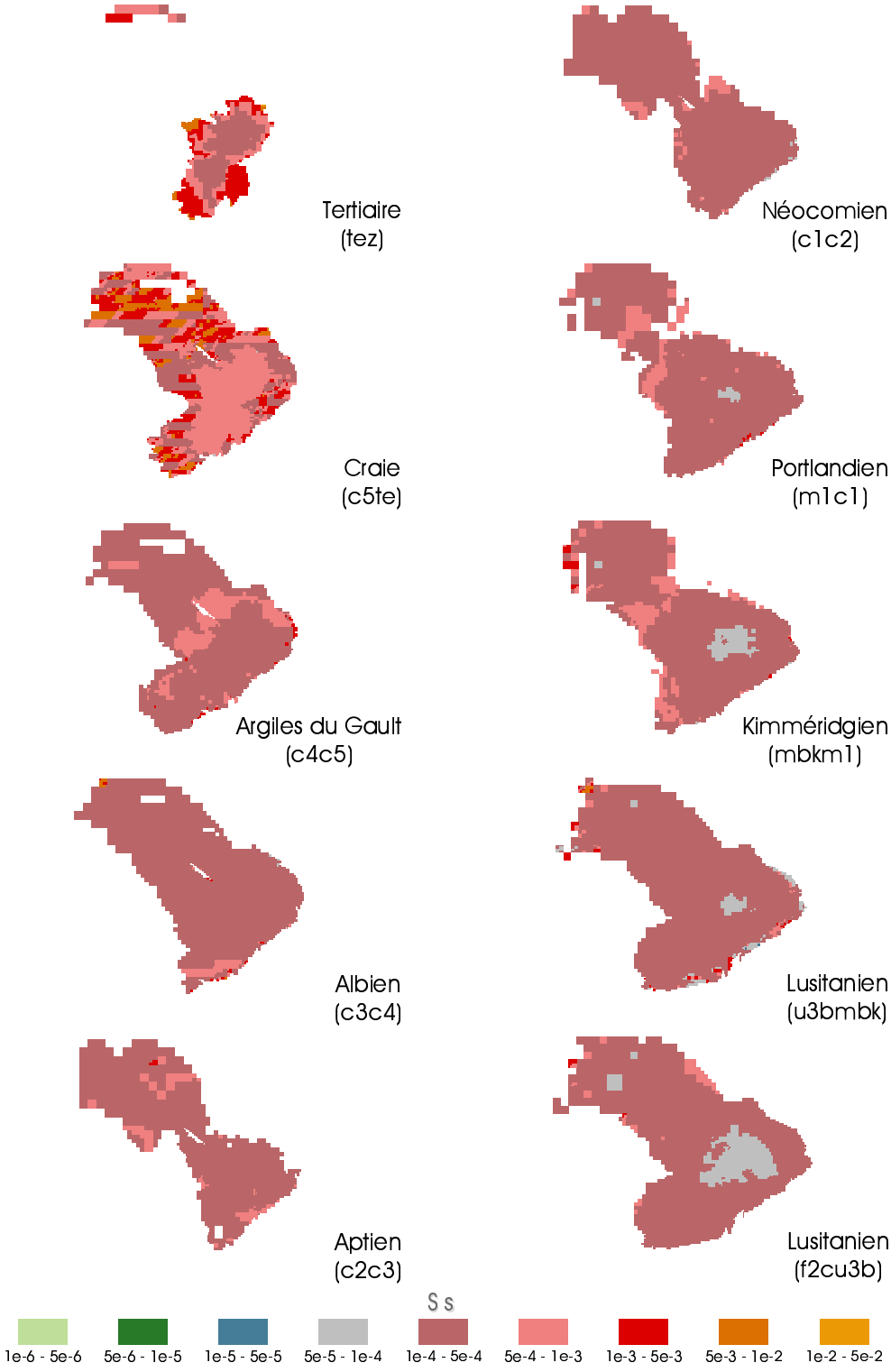
(b) Champs des perméabilités horizontales, exprimées en $-\mathrm{Log}(\mathrm{K}_h(\mathrm{m.s}^{-1}))$.



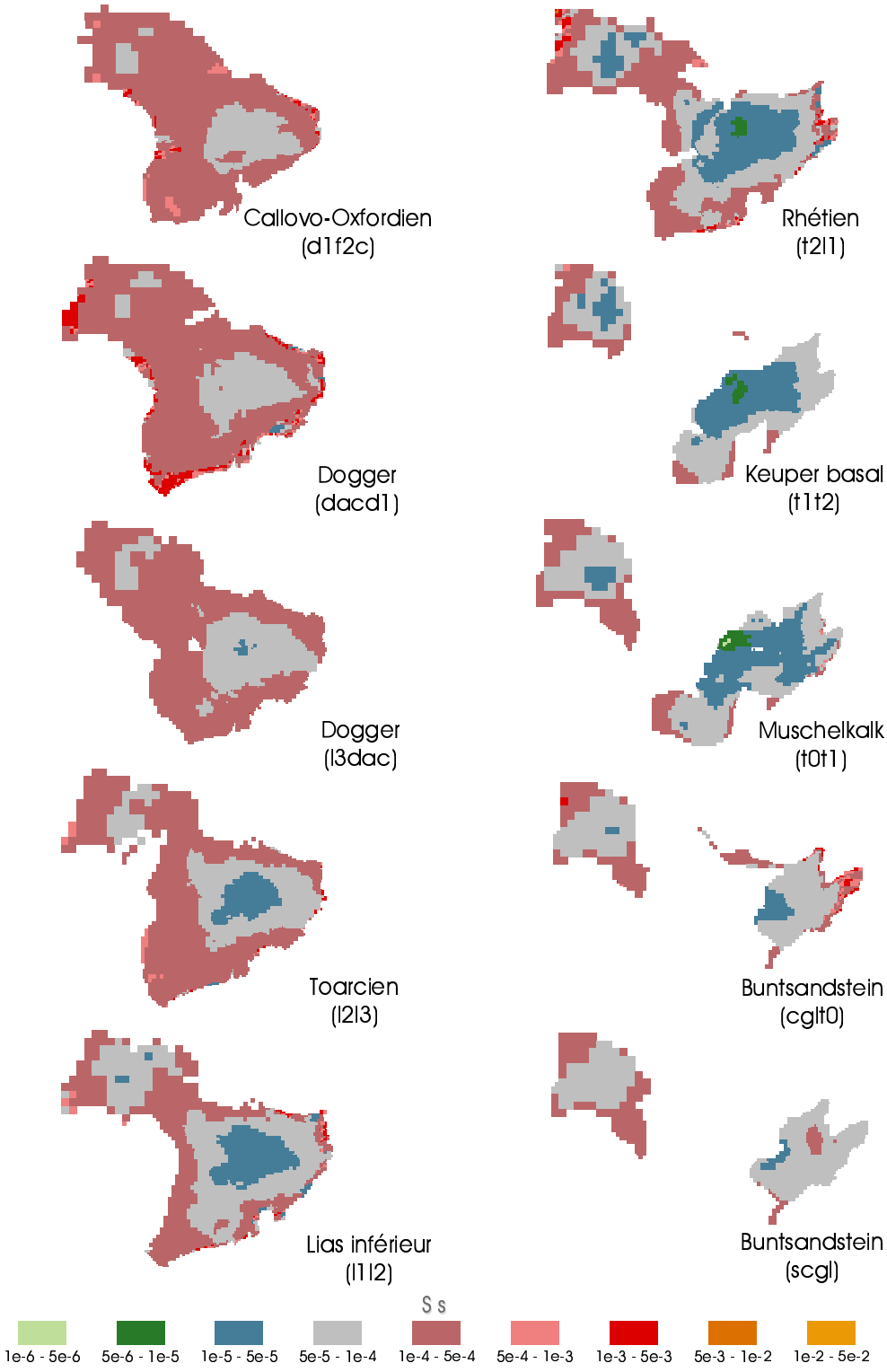
(c) Champs des perméabilités verticales, exprimées en $-\mathrm{Log}(\mathrm{K}_v(\mathrm{m.s}^{-1}))$.



(d) Champs des perméabilités verticales, exprimées en $-\mathrm{Log}(\mathrm{K}_v(\mathrm{m.s}^{-1}))$.



(e) Carte des coefficients d'emmagasinement spécifiques en m^{-1}.



(f) Carte des coefficients d'emmagasinement spécifiques en m^{-1}.

FIG. 5.4 – Distribution des paramètres hydrodynamiques issus du modèle de bassin mis en œuvre par Gonçalvès (2002) pour chaque unité hydrogéologique définie dans NEWSAM.

5.3 Des conditions aux limites évolutives en réponse aux scénarios paléoclimatique et paléogéomorphologique

Une fois le modèle structuré et caractérisé de façon hydrodynamique, les conditions aux limites lui sont affectées. L'étape est primordiale, notre étude ayant pour but principal d'évaluer les effets de leurs variations spatiales et temporelles sur les écoulements souterrains au cours des cinq derniers millions d'années. Le scénario d'évolution paléoclimatique reconstruit dans une étape précédente (partie II), couplé aux processus géodynamiques mis en évidence et quantifiés sur le bassin (partie I) est alors intégré dans le modèle hydrogéologique NEWSAM.

A chaque pas de calcul, les conditions aux limites, variables dans l'espace, sont les suivantes :

- débits imposés sur les mailles affleurantes du domaine continental,
- cotes de drainage en tout point de la surface continentale,
- charge constante en domaine marin,
- flux nul à la base et sur les contours du domaine modélisé, i.e. pas d'apport en provenance du socle en particulier.

NEWSAM découpe la simulation transitoire en phases de calcul, au sein desquelles les forçages climatiques appliqués sont constants. Ces phases correspondent donc au découpage en paliers climatiques des cinq derniers millions d'années. A l'interface avec l'atmosphère, les aquifères libres sont rechargés par l'infiltration efficace. Les débits moyennés calculés par MODSUR alimentent chaque unité hydrogéologique via ses mailles affleurantes. Le module ALIMNEWSAM effectue automatiquement le transfert.

Les conditions aux limites de flux imposé sont associées à des cotes de drainage. En effet, en système humide débordant, comme à l'actuel, la plupart de l'apport pluviométrique est collecté par les rivières et seule une fraction de la recharge disponible pénètre dans le système souterrain. Les conditions de drainage ont donc pour but d'éviter une hausse irréaliste du niveau piézométrique aux affleurements. Le réseau de drainage n'étant pas décrit explicitement (cf. section 4.3), toutes les mailles ont été définies comme drainantes. Les échanges d'eau entre les nappes et la surface sont réglés par un coefficient de transfert C_{ft}, ayant la dimension d'une transmissivité. Le débit Q drainé par l'exutoire est proportionnel

au coefficient de drainage C_{ft} et à la différence de charge entre le niveau de drainage Ho et la charge dans l'aquifère H :

$$Q = C_{ft}\ (H - Ho) \qquad \text{et} \qquad Q \geq Qo$$

Qo est un seuil minorant le débit, qui est choisi égal à zéro, ce qui n'autorise que le drainage de l'eau en provenance de la nappe. Les coefficients de transfert ont été fixés à une valeur de 0,1 $m^2.s^{-1}$, qui représente un compromis entre les nécessités de convergence du modèle et une hausse limitée des charges hydrauliques par rapport à la surface topographique.

Les cotes de drainage dérivent naturellement de l'analyse paléogéomorphologique (cf. chapitre 1). L'état initial est défini par la carte topographique reconstituée à 5 Ma et appliquée au maillage du modèle et l'état final, à partir du MNT actuel. Ce dernier est complété dans la Manche par les bathymétries issues de l'analyse ETOPO5 (NOAA 1988) et discrétisé sur le maillage du modèle, en choisissant la valeur minimale par maille. Entre ces deux extrêmes, l'évolution de la surface topographique est gouvernée par la compétition entre taux de surrection et d'incision. A chaque pas de temps de calcul, le niveau de drainage de surface est incrémenté en fonction des cartes de vitesses établies pour chacun de ces processus. La surrection est traitée de façon continue et progressive tout au long de la simulation. L'incision est en revanche imposée de façon discontinue dans le temps, sur les derniers 900 000 ans, au cours des phases majeures d'érosion fluviale, soit pendant les 20 000 premières années de chaque cycle. Par ailleurs, le soulèvement du Bassin parisien se traduit également par une hausse générale des piézométries à chaque pas de temps, égale au taux de surrection.

A l'interface avec la mer de la Manche, lorsque celle-ci envahit le bassin, une condition aux limites de charge imposée égale au niveau marin est prescrite. La modélisation ne prend en compte que les variations de long terme du niveau eustatique, définies par des paliers constants discontinus.

Les effets du climat se font enfin sentir aux limites du système souterrain lors des périodes glaciaires des cycles de 100 ka, avec la mise en place d'un pergélisol. Celui-ci est supposé jouer le rôle d'une couverture imperméable du point de vue de l'infiltration, qui est annulée lors des périodes où un pergélisol continu est supposé. La modélisation du pergélisol est ainsi abordée de façon très simplifiée, avec une mise en place et un dégel instantanés à l'échelle du pas de temps de calcul (soit 1 000 ans, cf. section 5.5) et une couverture totale

du domaine d'étude. Les drains sont en revanche toujours actifs, autorisant la vidange du système.

Une telle représentation ne traduit qu'imparfaitement les processus physiques liés à la présence d'un sol gelé, en n'intégrant pas la modification des paramètres hydrodynamiques des aquifères touchés et ainsi ne permet pas de rendre compte des régimes hydrogéologiques réels. Elle fixe au contraire une limite supérieure d'action du pergélisol sur l'hydrodynamique, pour des conditions les plus drastiques possibles.

5.4 Le choix des conditions initiales

Outre les conditions aux limites, des conditions initiales doivent être choisies. Dans la mesure où la mémoire du système hydrogéologique peut couvrir des laps de temps extrêmement longs et où l'évaluation de ce laps de temps en question est justement recherchée, il est difficile de définir un état initial du système. L'analyse de la simulation transitoire devrait nous renseigner à ce sujet. Dans cette étude, elle est initiée il y a cinq millions d'années, sous un climat chaud pliocène et pour une morphologie peu contrastée. Des conditions initiales cohérentes seront fournies par le régime permanent de référence à cette époque (cf. section 5.5).

Le choix de la période de simulation repose sur deux critères de sélection. D'une part, il est une conséquence majeure des résultats de la modélisation des processus de transfert anciens au sein du bassin de Paris (Gonçalvès et al. 2004a). En effet, il a été montré que les perturbations engendrées par les forçages géologiques majeurs au cours de l'évolution thermo-hydro-mécanique du bassin se dissipaient rapidement au regard des temps géologiques, en quelques millions d'années, dès la mise en charge gravitaire du bassin, soit il y a environ 50 Ma. Il s'avère donc nécessaire de se focaliser sur les derniers millions d'années de l'histoire du bassin, marqués par des variations climatiques et morphologiques conséquentes, dont les effets sur l'hydrodynamique du système ne se sont potentiellement pas encore estompés. D'autre part, les études géochimiques menées récemment sur les traceurs naturels dans les eaux souterraines du bassin de Paris, qui renseignent sur les conditions de recharge passées et les temps de transfert, font état de la présence de marqueurs vieux de quelques 30 ka (Albien, Raoult 1999) à plus d'un million d'années (Dogger, Dewonck 2000, Marty et al. 2003). Il apparaît donc nécessaire de reconstituer les écoulements sur des échelles de données de plus en plus longues.

La structure du modèle du bassin de Paris ainsi décrite, renseignée en paramètres hydrodynamiques, et assujettie à des conditions initiales et à des conditions évolutives aux limites, peut désormais faire l'objet d'une simulation transitoire complète couvrant les cinq derniers millions d'années de son histoire.

5.5 Première mise en œuvre du modèle

Nous présentons simplement une première mise en œuvre du modèle hydrogéologique ainsi construit, afin d'en estimer en particulier les capacités de représentation hydrodynamique du système aquifère complexe du bassin de Paris. Seront présentés dans cette section les résultats sous forme de piézométries simulées et d'analyse des bilans d'eau.

Le modèle a ainsi donné lieu dans un premier temps à une série de simulations en régime permanent. Ces simulations ont vocation à 1) évaluer le modèle dans une configuration classique en terme de charges simulées, 2) servir de base de comparaison aux simulations transitoires à des points clefs de l'histoire récente du bassin ou encore 3) initier le régime transitoire. Les contraintes climatiques et l'état morphologique correspondant à la période simulée sont alors extraits pour tenir lieu de conditions aux limites cohérentes.

A cette étape fait suite la mise en route de la simulation transitoire sur l'étendue de la période retenue, soit les cinq derniers millions d'années. Les entrées en ont été présentées dans les sections précédentes : description géométrique, paramètres hydrodynamiques, conditions aux limites et conditions initiales. Un scénario climatique de base a été retenu (cf. section 4.3).

Le choix du pas de temps de calcul sur une simulation transitoire couvrant cinq millions d'années répond à plusieurs contraintes et objectifs. Les contraintes tiennent principalement du temps de calcul qui doit rester raisonnable. Les objectifs concernent la nécessaire capture des transitions climatiques et géomorphologiques lorsqu'elles ont été définies de façon discontinue. Ainsi le pas de temps de calcul doit-il au moins respecter la demi-période climatique minimale, i.e. $\sim$20 ka et celle des phases d'incision, du même ordre de grandeur. D'autre part, il doit être suffisamment fin pour décrire la réponse transitoire des aquifères et aquitards du bassin aux perturbations engendrées. La valeur de 1 000 ans a été finalement retenue pour une meilleure description des phénomènes hydrodynamiques en jeu. La durée d'exécution CPU de la simulation transitoire est alors de l'ordre de 4h et demi sur un PC Linux.

5.5.1 Simulations de paléorégimes hydrogéologiques

La reconstitution de l'évolution paléogéographique et paléoclimatique du Bassin parisien rend possible un suivi dynamique des régimes d'écoulement souterrain au cours des derniers millions d'années. Il n'existe cependant pas de données paléohydrodynamiques de validation du modèle. La pertinence des reconstructions ne peut être jugée qu'au travers de ses possibles conséquences à l'actuel.

NEWSAM produit des charges hydrauliques pour chacune des mailles des vingt couches à tout pas de temps de calcul de la simulation transitoire, soit tous les 1 000 ans. Une sortie classique de l'évolution temporelle de la charge hydraulique calculée par NEWSAM au cours de la simulation transitoire sera présentée en figure 6.3 du chapitre 6 suivant (cf. section 6.1). Elle illustre la réponse dynamique du système souterrain aux variations de ses conditions aux limites par des fluctuations des niveaux piézométriques au cours du temps.

L'évolution transitoire du bassin qui est ici reconstituée est initiée dans un état hydrodynamique naturel supposé à l'équilibre, modélisé par un régime permanent, sous les conditions régnant il y a cinq millions d'années. Les anomalies de pression, reliques de son histoire géologique passée, se sont depuis estompées (Gonçalvès et al. 2004a). Les piézométries calculées pour cet état sont décrites par la figure 5.5 pour trois unités, l'Albien, le Dogger et le Lias inférieur. Les topographies, lisses et peu prononcées, laissent largement la mer, dont le niveau est établi à +25 m NGF, envahir le bassin. Les dômes piézométriques s'établissent principalement le long de la bordure sud-orientale du bassin. Des lignes d'écoulement y trouvent leur origine, avant de se diriger vers la Manche, exutoire principal. Les réseaux de drainage, peu définis et de type divaguant, drainent les eaux souterraines au sein du vaste couloir qui descend du Massif central en direction du nord-ouest.

De l'évolution transitoire de long terme ont été extraits quelques champs piézométriques établis au Pliocène moyen (∼3 Ma) (figure 5.6) et à 0,9 Ma (figure 5.7), ces derniers illustrant l'état précédant la première entrée en glaciation des cycles de 100 ka. Dans les deux cas, les surfaces topographiques ne sont pas encore incisées, les conditions climatiques sont clémentes avec un niveau marin haut, respectivement +35 et +20 m NGF. Avec la mise en place du relief, les gradients de charge croissent au cours du temps et s'établissent principalement entre les zones orientales de plus forte surrection et la Manche. Les lignes d'écoulement présentent une direction de composante E-O à l'est du bassin, avant de s'infléchir selon un axe SE-NO vers l'exutoire de la Manche. Le sud-ouest du bassin est un

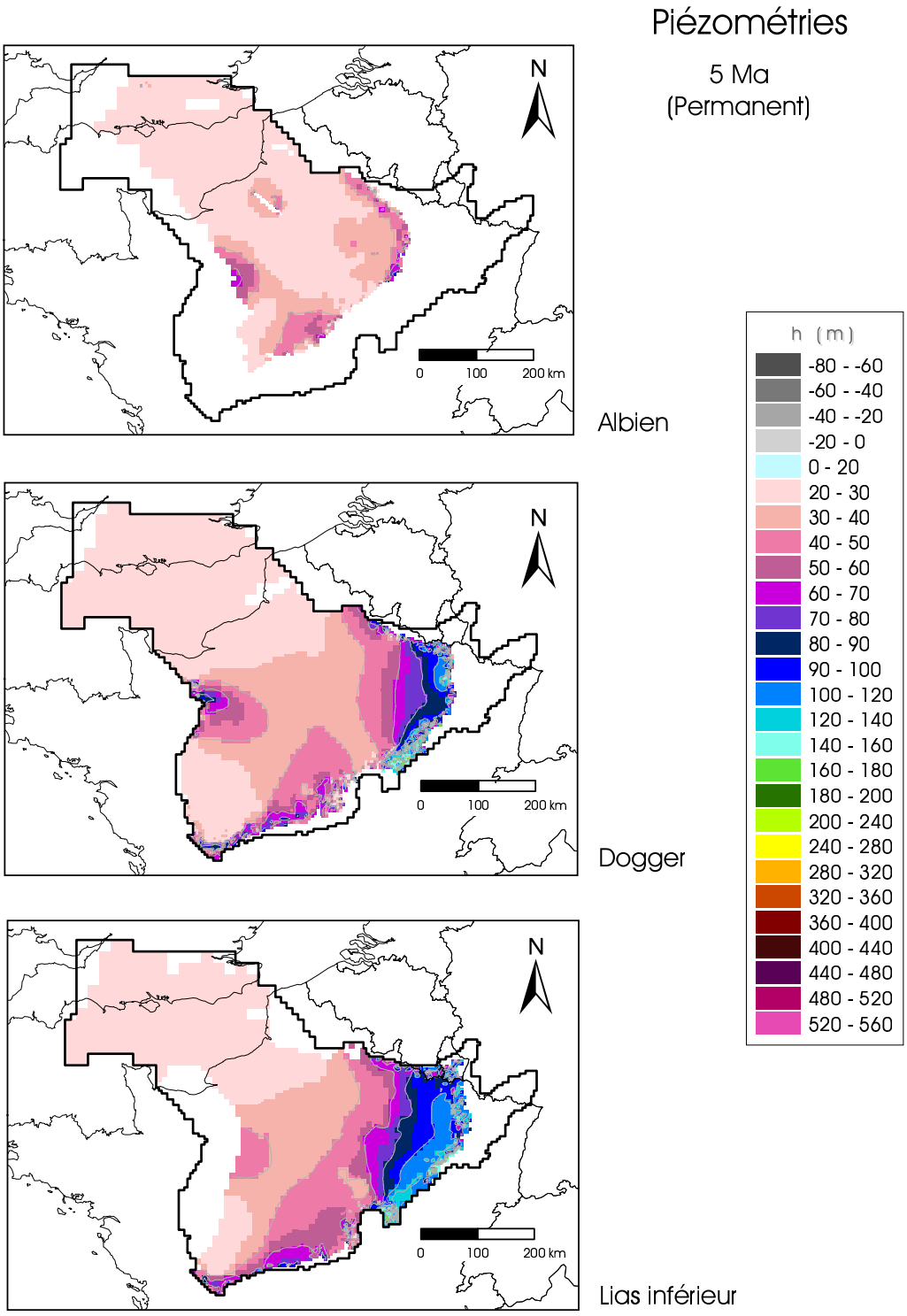


FIG. 5.5 – Piézométries simulées par NEWSAM en régime permanent il y a cinq millions d'années pour l'Albien, le Dogger et le Lias inférieur, en m.

second exutoire.

Il est intéressant également de visualiser le comportement piézométrique du système lors des périodes glaciaires à pergélisol, lorsque la baisse du niveau marin découvre la Manche. Le Dernier Maximum Glaciaire (21 ka) en est un exemple (figure 5.8). Privé d'alimentation, le bassin se vidange progressivement aux confins de la Manche. Le schéma général d'écoulement en est extrêmement simplifié et uniformisé, caractérisé par une direction E-O à l'est du bassin, SE-NO en direction de la Manche puis NE-SO vers l'exutoire de sa fosse centrale.

L'essentiel de la perte de charge, qui répond au tarissement de la recharge et concerne chaque unité hydrogéologique du bassin, se concentre en début de période, lorsque le pergélisol apparaît. Les niveaux piézométriques convergent ensuite vers un niveau d'équilibre commun défini par la cote de l'exutoire (~ -90 m). La modélisation de la relaxation du système, sous ces conditions extrêmes et sans tenir compte de la surrection, montre que cette mise à l'équilibre est un processus très long, qui peut compter plusieurs centaines de millions d'années.

Un suivi des quantités d'eau qui transitent dans le système souterrain sur la durée de la simulation est rendu possible par le calcul des bilans effectué par NEWSAM à chaque pas de temps de calcul. L'évolution en est présentée pour l'aquifère de l'Albien (figure 5.9). Les injections, par convention négatives, sont le signal d'alimentation imposé en entrée du modèle. La recharge en constitue la fraction qui participe réellement aux écoulements souterrains et n'est pas drainée par les rivières. Elle évolue en fonction des fluctuations de la lame d'eau disponible pour l'alimentation mais n'en représente pas plus de 10%. Lors des phases à pergélisol, la vidange du système via les drains restés ouverts est dans un premier temps rapide puis s'amortit petit à petit. De même, le retour à des conditions interglaciaires est marqué par une forte augmentation de la recharge des formations aquifères. Les flux de drainance au sein du système multicouche sont ascendants et ne s'inversent temporairement qu'en réponse aux variations brusques de la recharge, lors de la remise en eau du système consécutive à la disparition du pergélisol.

5.5.2 Hydrodynamique actuelle

L'hydrodynamique simulée à l'actuel, qu'il s'agisse du résultat d'une modélisation en régime permanent ou transitoire, est représentative d'un régime naturel ou présent poten-

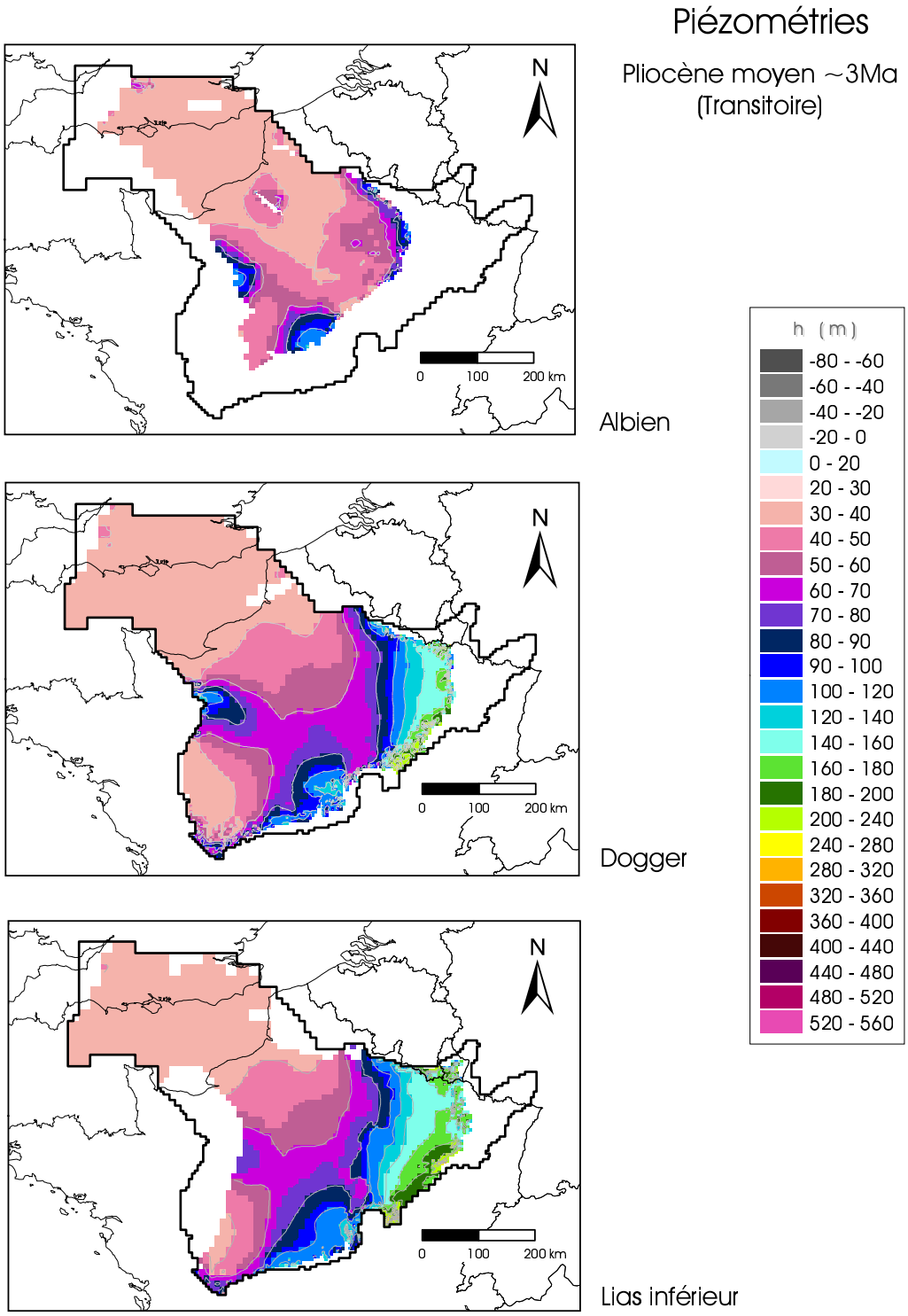


FIG. 5.6 – Piézométries simulées par NEWSAM en régime transitoire au Pliocène moyen (~3 Ma) pour l'Albien, le Dogger et le Lias inférieur, en m.

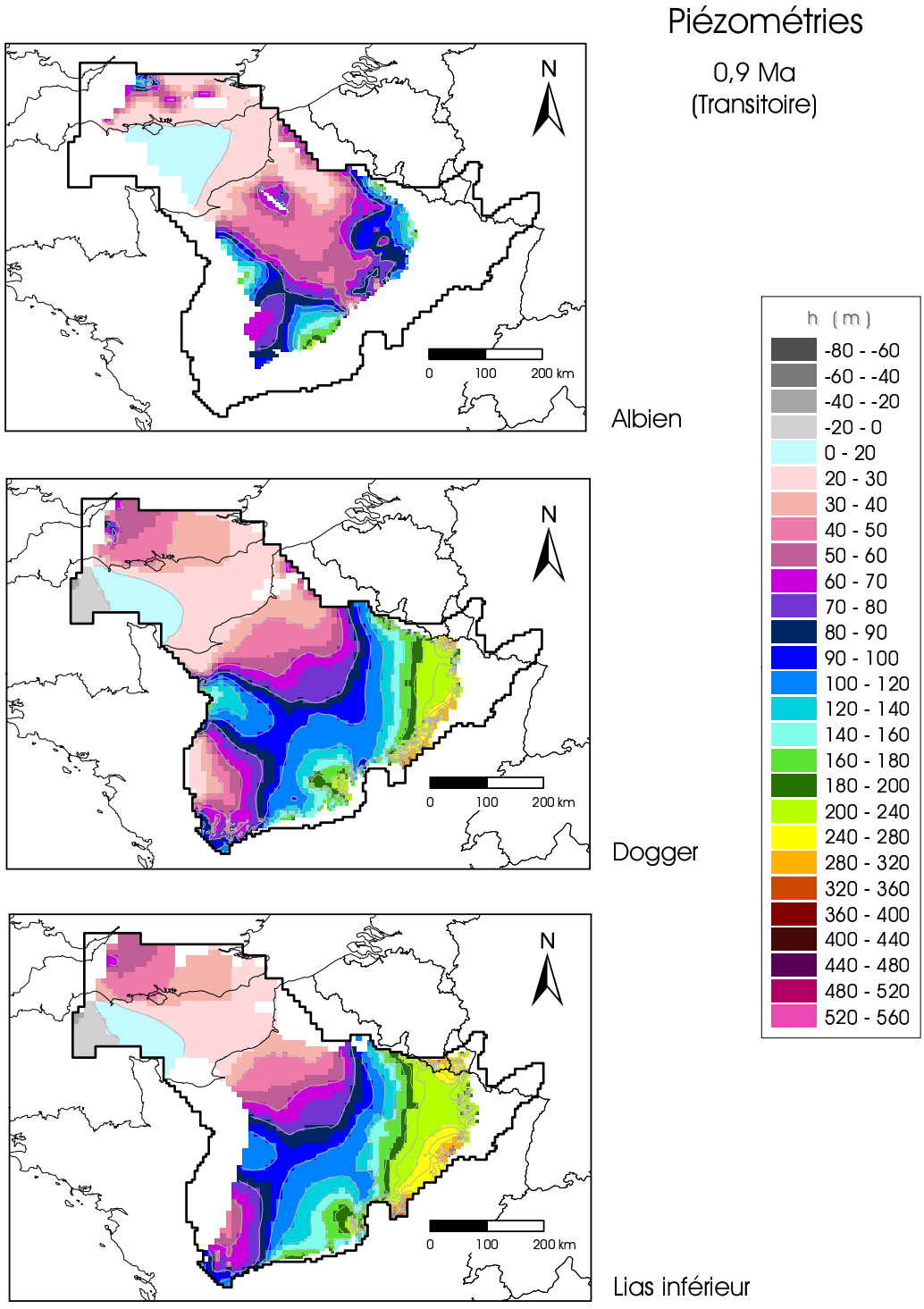


FIG. 5.7 – Piézométries simulées par NEWSAM en régime transitoire à 0,9 Ma pour l'Albien, le Dogger et le Lias inférieur, en m.

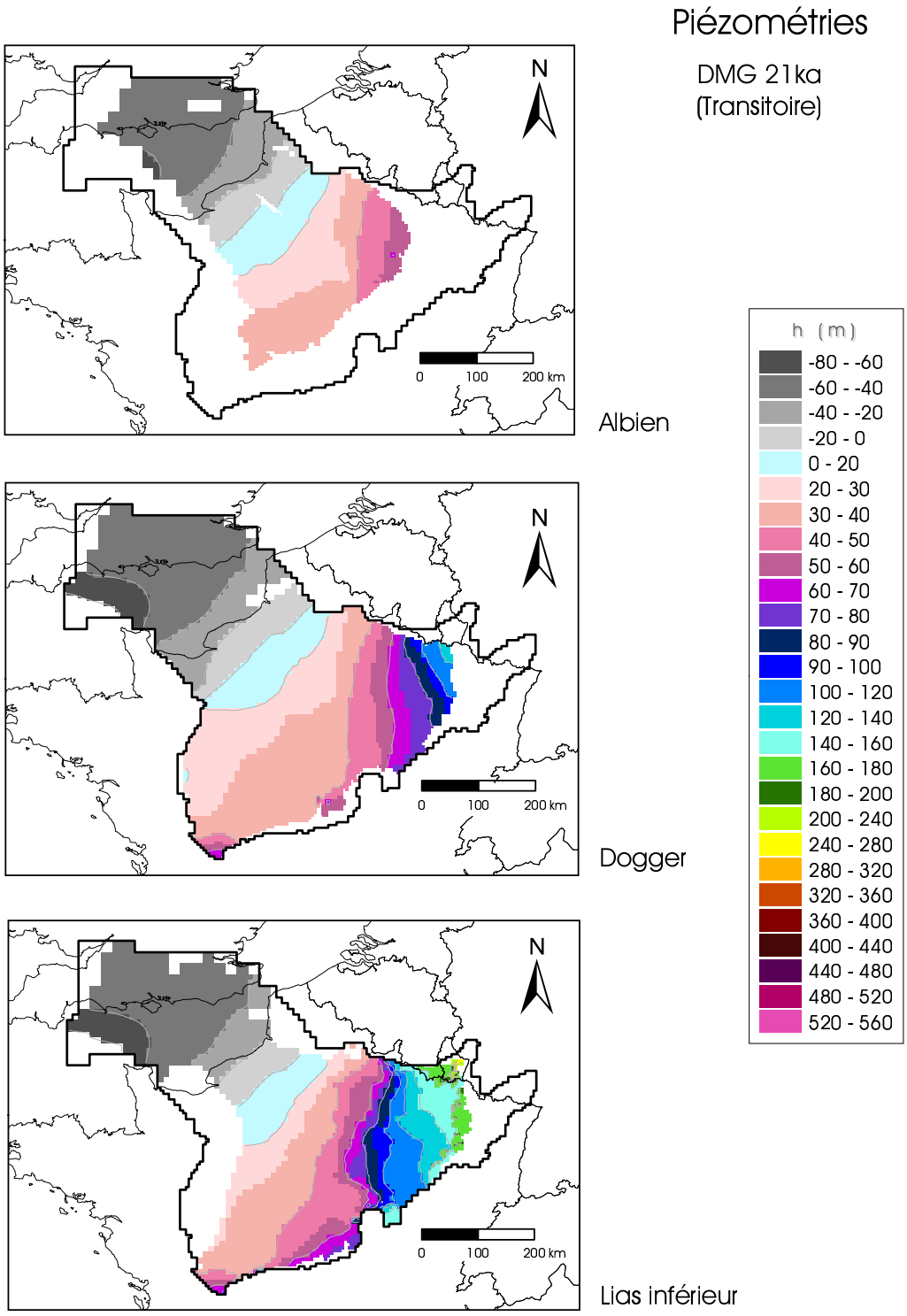


FIG. 5.8 – Piézométries simulées par NEWSAM en régime transitoire au DMG (21 ka) pour l'Albien, le Dogger et le Lias inférieur, en m.

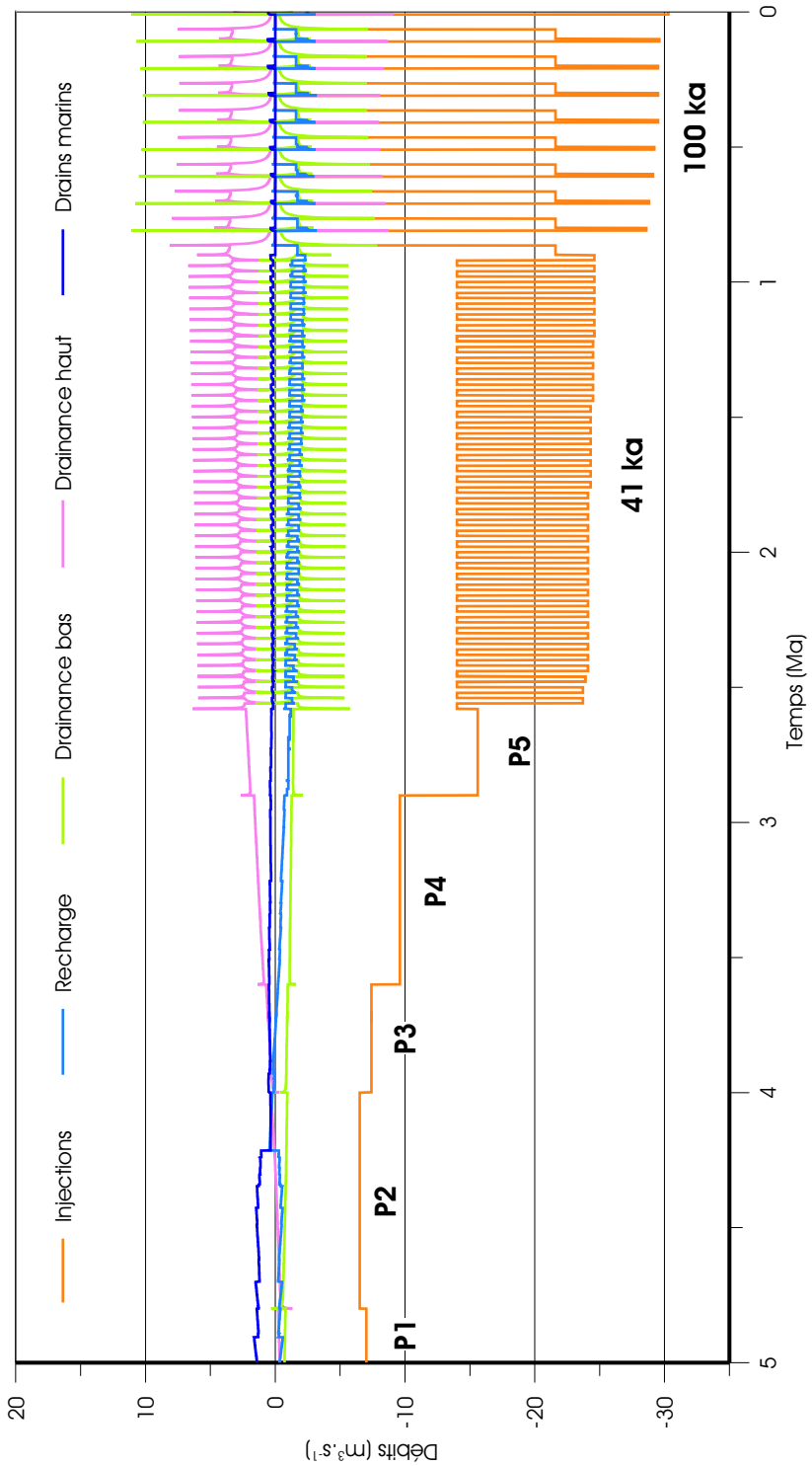


FIG. 5.9 – Evolution transitoire des bilans d'eau dans l'aquifère de l'Albien au cours des cinq derniers millions d'années, en $m^3.s^{-1}$. Par convention, les flux négatifs sont des entrées et les flux positifs, des sorties.

tiel, c'est-à-dire que l'état simulé est pré-anthropique. Elle diffère en cela des champs de pression observés aujourd'hui. Ceux-ci sont en effet fortement influencés par l'exploitation croissante au cours des dernières décennies des ressources en eau, tant pour l'alimentation en eau potable que pour la géothermie, et des ressources énergétiques, telles que le gaz ou le pétrole. L'évaluation du modèle en est rendue difficile. Une prise en compte des forçages anthropiques sous la forme de pompages, sur les derniers pas de temps affinés de la simulation transitoire, serait nécessaire pour compléter cette étude et être en mesure de valider précisément nos simulations. Des modélisations antérieures ont été entreprises dans ce sens par Wei (1990) dans le Dogger ou Raoult (1999) dans l'Albien, en transitoire sur tout ou partie du dernier siècle, à partir d'un régime naturel initial supposé permanent.

Parmi les données de charge ou de pression disponibles, se distinguent cependant des mesures des niveaux statiques dans l'Albien antérieures à 1930, soit avant l'intensification des activités de pompage. Leur interprétation par Raoult (1999) a donné lieu à un essai de carte piézométrique considéré comme représentatif de l'état naturel de l'aquifère, auquel il est envisageable de se référer de façon prioritaire.

Les charges hydrauliques simulées par NEWSAM en sortie du régime permanent dans l'aquifère de l'Albien sont présentées en figure 5.10. Les champs piézométriques désignent des circulations souterraines principalement orientées depuis les zones de recharge affleurantes du sud-est vers les exutoires du nord-ouest. Les eaux souterraines sont principalement drainées par les vallées de la Seine et de la Somme et par la mer de la Manche. La carte piézométrique ainsi simulée reproduit les directions générales d'écoulement mises en évidence sur l'essai piézométrique de la situation pré-1930, avec toutefois quelques désaccords, notamment dans la partie centrale de l'aquifère où les charges simulées sont plus faibles, jusqu'à une trentaine de mètres. Les résultats à l'issue de la simulation transitoire sont similaires à ceux du régime permanent (figure 5.11).

La carte piézométrique du Dogger calculée pour l'actuel en régime permanent apparaît également sur la figure 5.10. Elle fait état d'une direction majoritaire d'écoulement SE-NO et concorde bien avec la carte simulée par Wei (1990) dans le même aquifère pour l'année 1840. De nouveau la carte piézométrique produite par la simulation transitoire est très comparable à celle calculée en régime permanent. Une analyse fine le long de la ligne d'écoulement principale peut déceler toutefois quelques variations du gradient hydraulique.

Ces variations sont beaucoup plus nettes lorsque sont considérées des unités peu perméables et/ou plus profondes du bassin. Pour exemple, les figures 5.10 et 5.11 présentent les

piézométries simulées dans le Lias inférieur. Les charges simulées à l'actuel comme conséquence d'une évolution transitoire de longue durée sont largement déprimées par rapport à leur équivalent en permanent, principalement au centre est du bassin, et les lignes d'écoulement majeures en sont significativement modifiées. L'étude systématique comparée des charges hydrauliques produites par les deux types de régimes sera décrite en détail dans le chapitre suivant.

Les charges simulées par le modèle peuvent être également comparées directement aux valeurs mesurées, en tentant de ne retenir parmi ces dernières que les valeurs les moins affectées par l'activité anthropique. La construction d'une base de données hydrodynamiques cohérente et homogène se complique dans le cas d'un système aquifère-aquitard complexe tel que le bassin de Paris, compte tenu de l'étendue du domaine considéré, tant verticale que spatiale, et du nombre d'unités hydrographiques en jeu. L'information se trouve alors à la fois concentrée dans certains niveaux d'intérêt plus particulier (Albien ou Dogger par exemple) et dispersée régionalement. Les semi-perméables sont notamment très peu renseignés.

A des fins d'évaluation du modèle NEWBAS, Gonçalvès (2002) a ainsi effectué une collecte des données de charge et de pression disponibles dans la littérature (Raoult 1999), complétées par les mesures d'exploration pétrolière ou fournies par des organismes indépendants, tels que l'Agence Nationale de Gestion des Déchets Radioactifs (ANDRA). A cette base de données, Gonçalvès a depuis ajouté des valeurs issues du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BGRM) et des Agences de l'Eau (Seine-Normandie AESN et Rhin-Meuse AERM). De plus, la conversion des mesures de pression des tests pétroliers en valeurs de charge pouvant être source d'erreur, ces données ont été filtrées par comparaison avec d'autres données plus fiables dans la même zone (cf. figure 5.12).

Cette base de données remise à jour a donc été utilisée pour procéder à une comparaison des charges mesurées et des charges simulées en régime permanent actuel et en fin de simulation transitoire par NEWSAM, pour un état naturel du système c'est-à-dire non soumis à l'exploitation des aquifères. Cette comparaison est rendue possible pour les aquifères de l'Albien, du Néocomien, du Portlandien, du Lusitanien et du Dogger. Lorsque plusieurs données correspondaient à une même maille du modèle, elles ont été moyennées.

La comparaison fournit des valeurs qui se dispersent autour de la bissectrice (cf. figure 5.13) avec une distribution se rapprochant de celle proposée par Gonçalvès (2002)

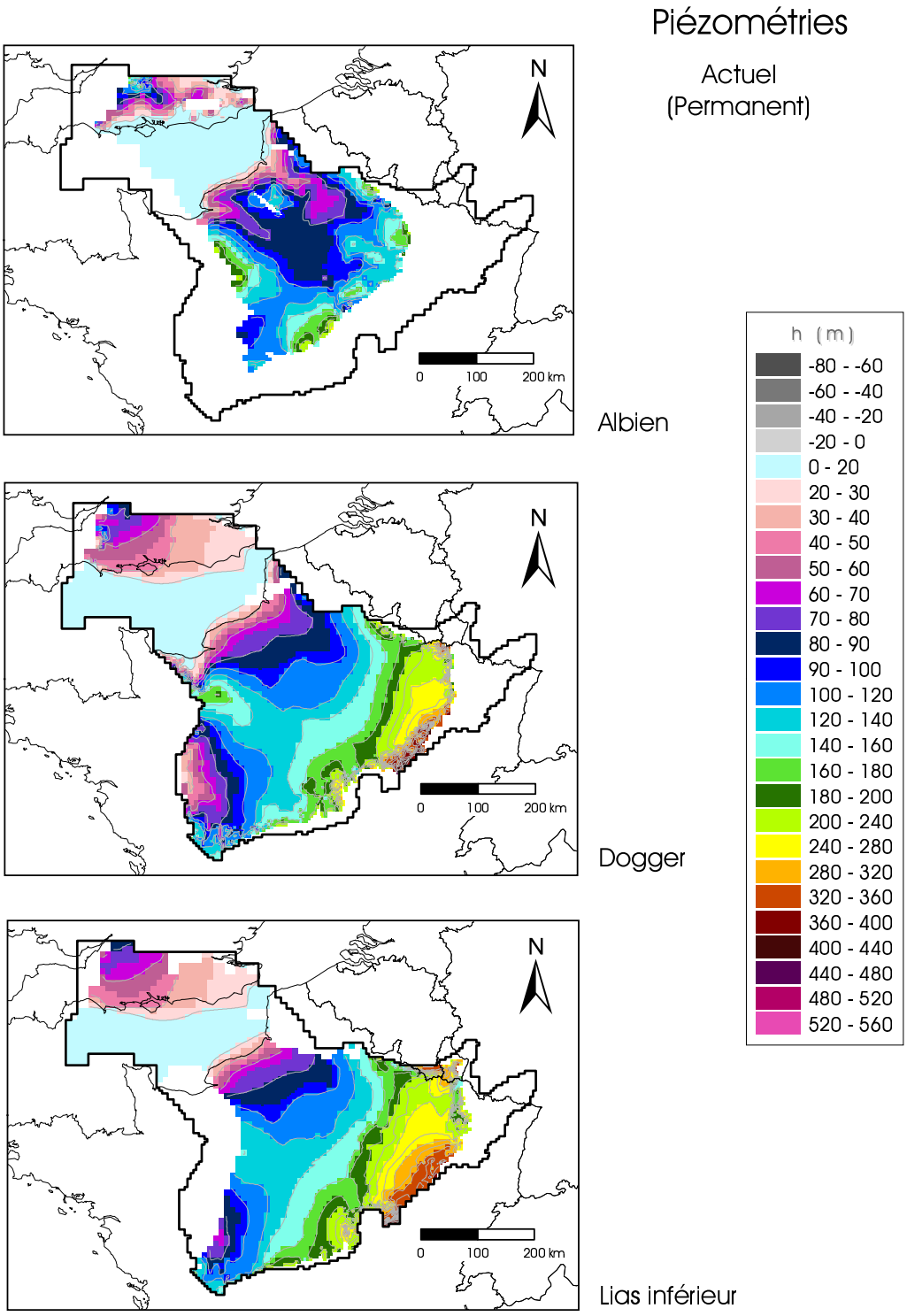


FIG. 5.10 – Piézométries simulées par NEWSAM en régime permanent à l'actuel pour l'Albien, le Dogger et le Lias inférieur, en m.

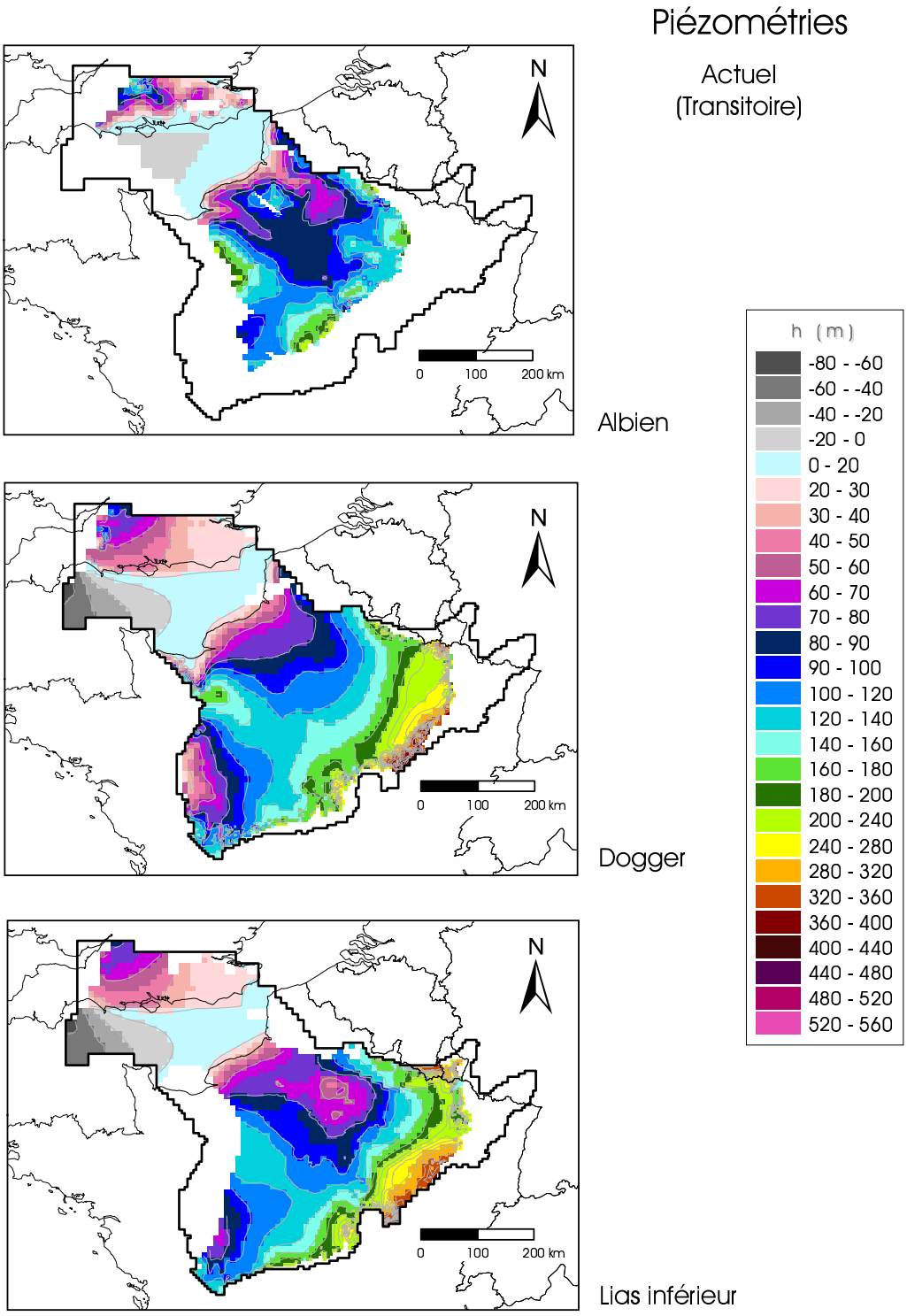


FIG. 5.11 – Piézométries simulées par NEWSAM à l'actuel, à l'issue de la simulation transitoire, pour l'Albien, le Dogger et le Lias inférieur, en m.

à l'issue de la dernière phase de simulation de bassin menée avec NEWBAS. Couvrant les huit derniers millions d'années, en l'absence de forçage géologique, celle-ci converge vers un état permanent proche de l'hydrostatique, fortement dépendant des conditions aux limites topographiques de charge imposée. Notre simulation transitoire menée avec NEWSAM s'en distingue par la prise en compte de conditions aux limites qui varient dans le temps, avec des cotes de drainage évolutives et des débits injectés. Cependant pour un même jeu de paramètres hydrodynamiques, les écarts entre charges simulées et charges observées attribués à une description trop approximative et lissée des valeurs de perméabilité (Gonçalvès 2002) se retrouvent.

Il faut garder à l'esprit qu'en l'état actuel, cette comparaison aux valeurs mesurées ne peut tenir lieu de validation du modèle :

1. en premier lieu, en raison de la mise en exploitation actuelle des aquifères, qui rend caduque la comparaison aux charges simulées à l'état naturel, excepté pour l'Albien. Ceci peut notamment expliquer les charges simulées trop fortes du Néocomien, dont les niveaux piézométriques ont été sensiblement affectés par les pompages dans l'Albien (Raoult 1999) ;
2. ensuite, parce que les données, de type pétrolier par exemple, même filtrées, restent entachées d'incertitudes. Compte tenu du peu de données disponibles, toute calibration du modèle serait extrêmement difficile, notamment si une optimisation des paramètres par inversion devait être envisagée ;
3. enfin, la comparaison directe des charges simulées à l'échelle de la maille aux charges mesurées ponctuellement est source de biais lié à la différence d'échelle et à la représentativité des mesures, qui ne concernent que des niveaux très spécifiques quand le modèle considère une perméabilité homogène moyenne sur la verticale.

En particulier, cette comparaison ne permet pas de discriminer la simulation en régime transitoire de celle en régime permanent et d'évaluer la pertinence d'une représentation vis-à-vis de l'autre. Les valeurs simulées dans les deux cas se confondent dans les aquifères de surface de l'Albien, du Néocomien, du Portlandien ou du Lusitanien. Des données supplémentaires dans les semi-perméables du bassin où se situent les principaux écarts entre permanent et transitoire seraient nécessaires, mais n'existent pas.

L'analyse des bilans d'eau du système permet de caractériser les écoulements à l'échelle du bassin et de visualiser leur comportement général en trois dimensions. La figure 5.14

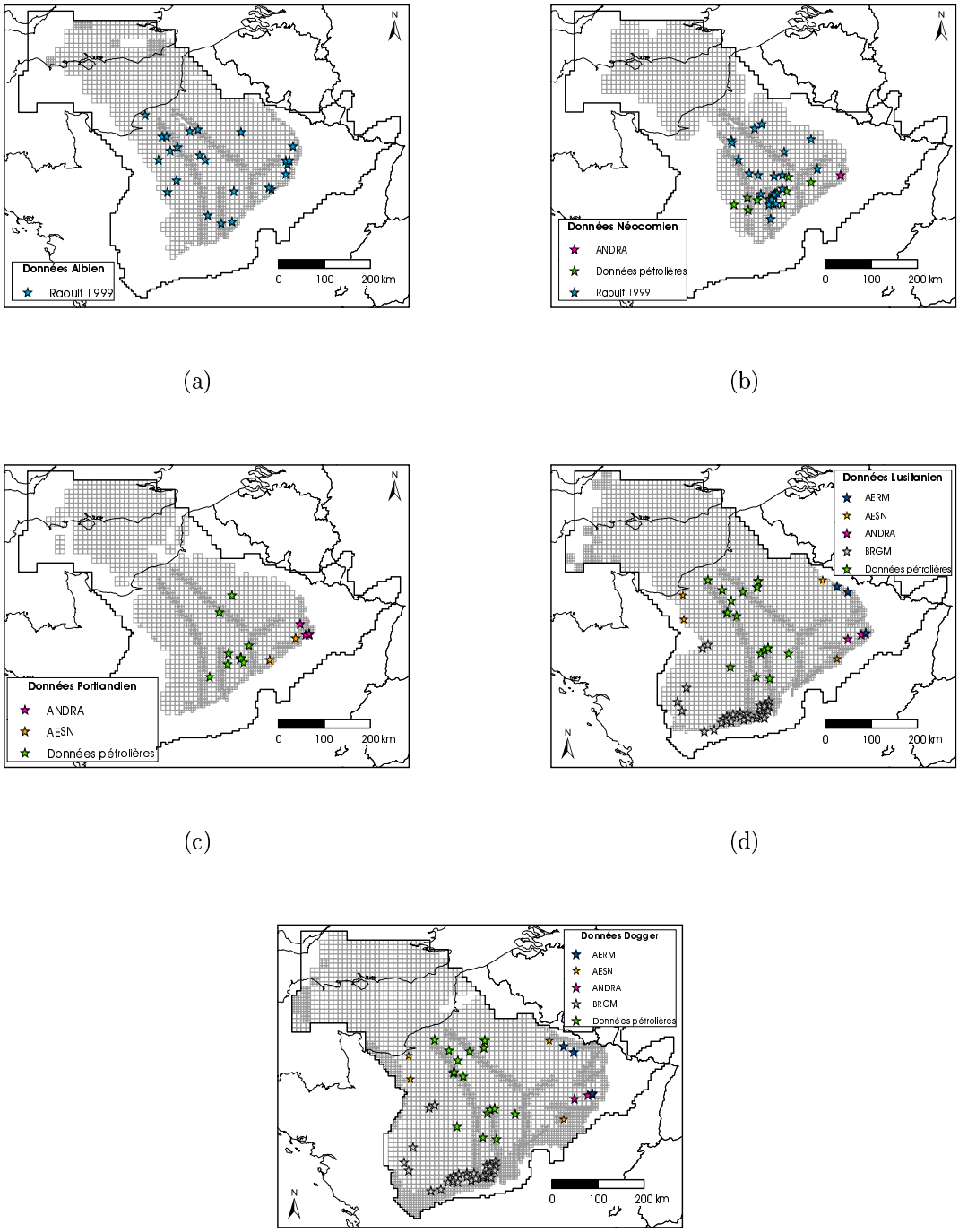
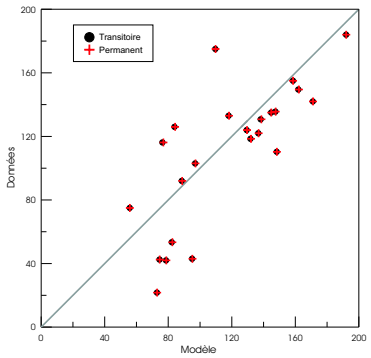
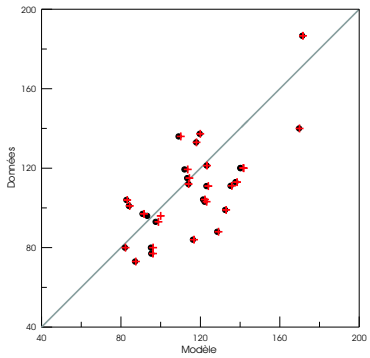


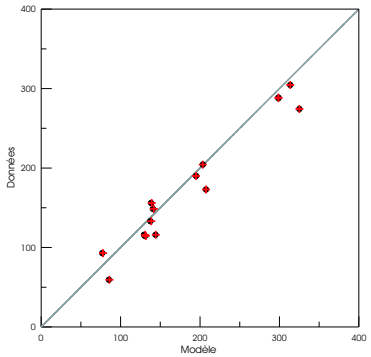
FIG. 5.12 – Localisation et origine des points de mesures de charge dans a) l'Albien, b) le Néocomien, c) le Portlandien, d) le Lusitanien et e) le Dogger.



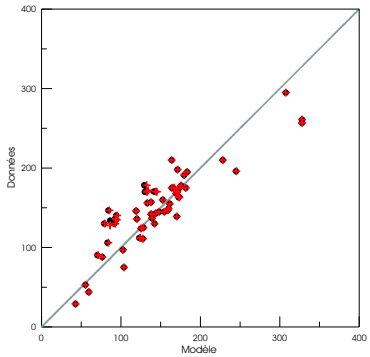
(a) Albien



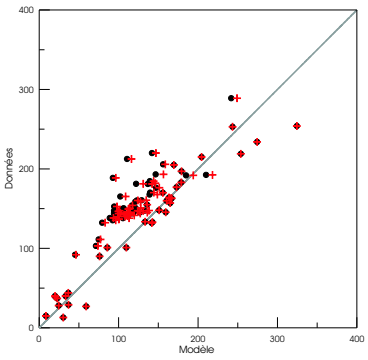
(b) Néocomien



(c) Portlandien



(d) Lusitanien



(e) Dogger

FIG. 5.13 – Comparaison des charges simulées en régime permanent à l'actuel (croix rouges) et à l'issue de la simulation transitoire (points noirs) aux charges mesurées (en m) dans a) l'Albien, b) le Néocomien, c) le Portlandien, d) le Lusitanien et e) le Dogger.

présente les bilans pour chacune des couches, dans la situation actuelle simulée en fin de régime transitoire. Notons que ces bilans sont calculés en moyenne sur l'ensemble d'une couche donnée mais qu'une région d'intérêt plus particulier pourrait tout à fait être sélectionnée.

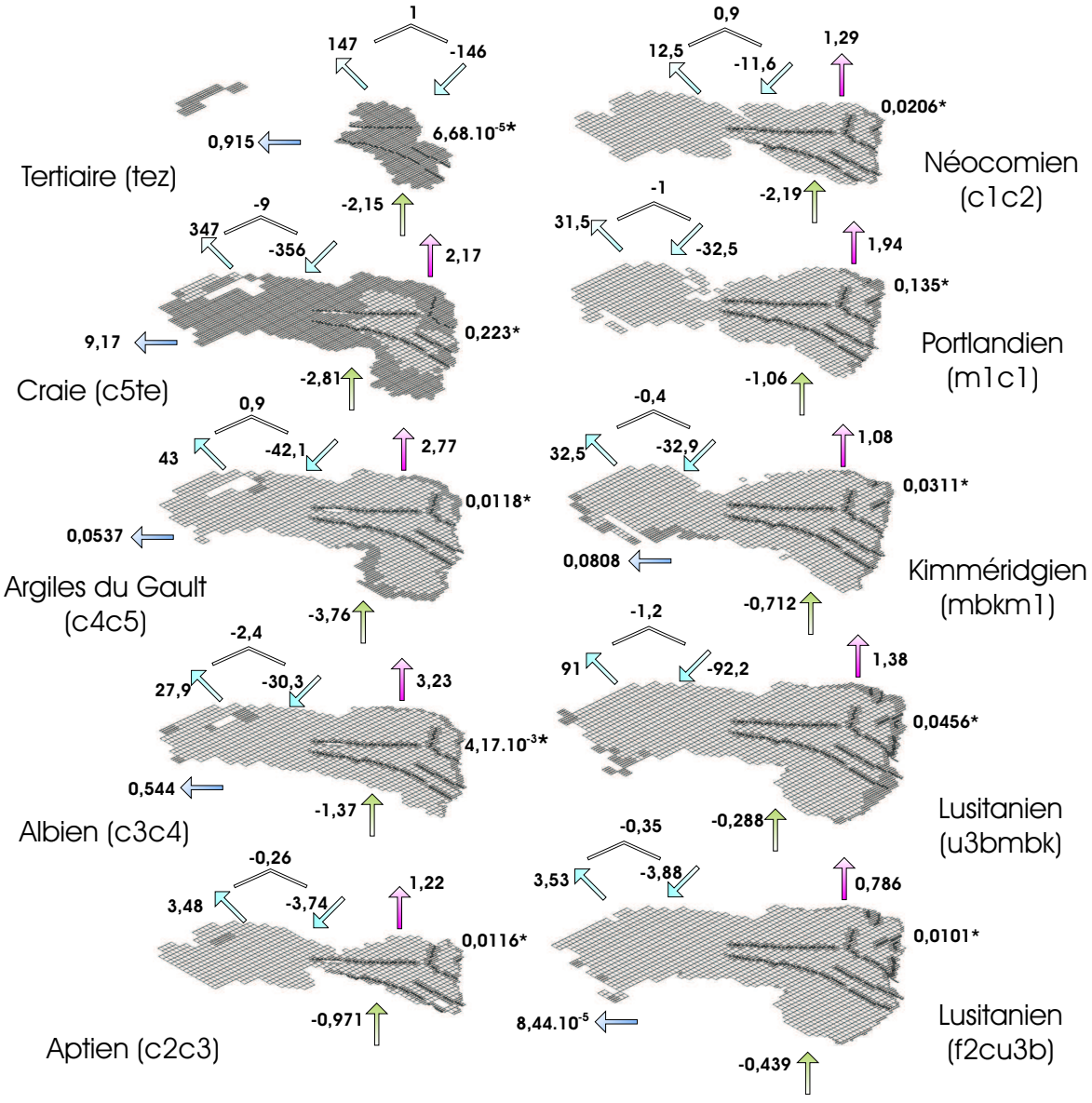
La représentation particulière des échanges avec la surface, i.e. la condition aux limites de flux imposé combinée à une cote de drainage définie en toute maille affleurante, ne permet pas de distinguer la part excédentaire de l'eau qui n'a pu être ingérée par le souterrain de celle qui s'est réellement infiltrée pour ensuite être drainée localement par les affleurements. Le bilan établi, entre débits injectés en entrée et flux continentaux en sortie, traduit alors les débits profonds transitant dans les unités saturées. Rapporté à la surface continentale affleurante de chaque unité, il est de l'ordre de quelques millimètres à quelques dizaines de millimètres par an. Par exemple pour l'Albien, la recharge profonde de l'aquifère, hors drainage continental, est estimée à 14,7 mm.an^{-1} sur l'ensemble du bassin, et 20,8 mm.an^{-1} lorsque ne sont pas pris en compte les affleurements du bassin de Londres. Par comparaison, Raoult (1999) a estimé une recharge aux affleurements de la même unité albienne comprise entre 30 et 100 mm.an^{-1}, dans sa partie française uniquement, dont 13% sont drainés en surface par les rivières. La plus faible recharge du milieu profond souterrain dans notre modélisation peut contribuer à une sous-estimation des débits qui y transitent, en lien avec les charges plus faibles observées au centre de l'aquifère de l'Albien. La recharge « effective » des couches peu perméables du Lias et du Trias (hors Buntsandstein) apparaît quant à elle quasiment nulle, en lien avec leur caractère de semi-perméable.

Les aquifères communiquent entre eux, via les semi-perméables, par des flux de drainance verticale. La drainance est ascendante, du Jurassique supérieur au Tertiaire. Elle s'inverse au niveau du Callovo-Oxfordien, qui alimente à la fois le Lusitanien sus-jacent et le Dogger. Cette tendance est conservée jusqu'au Keuper basal, qui reçoit des flux du Rhétien et du Muschelkalk.

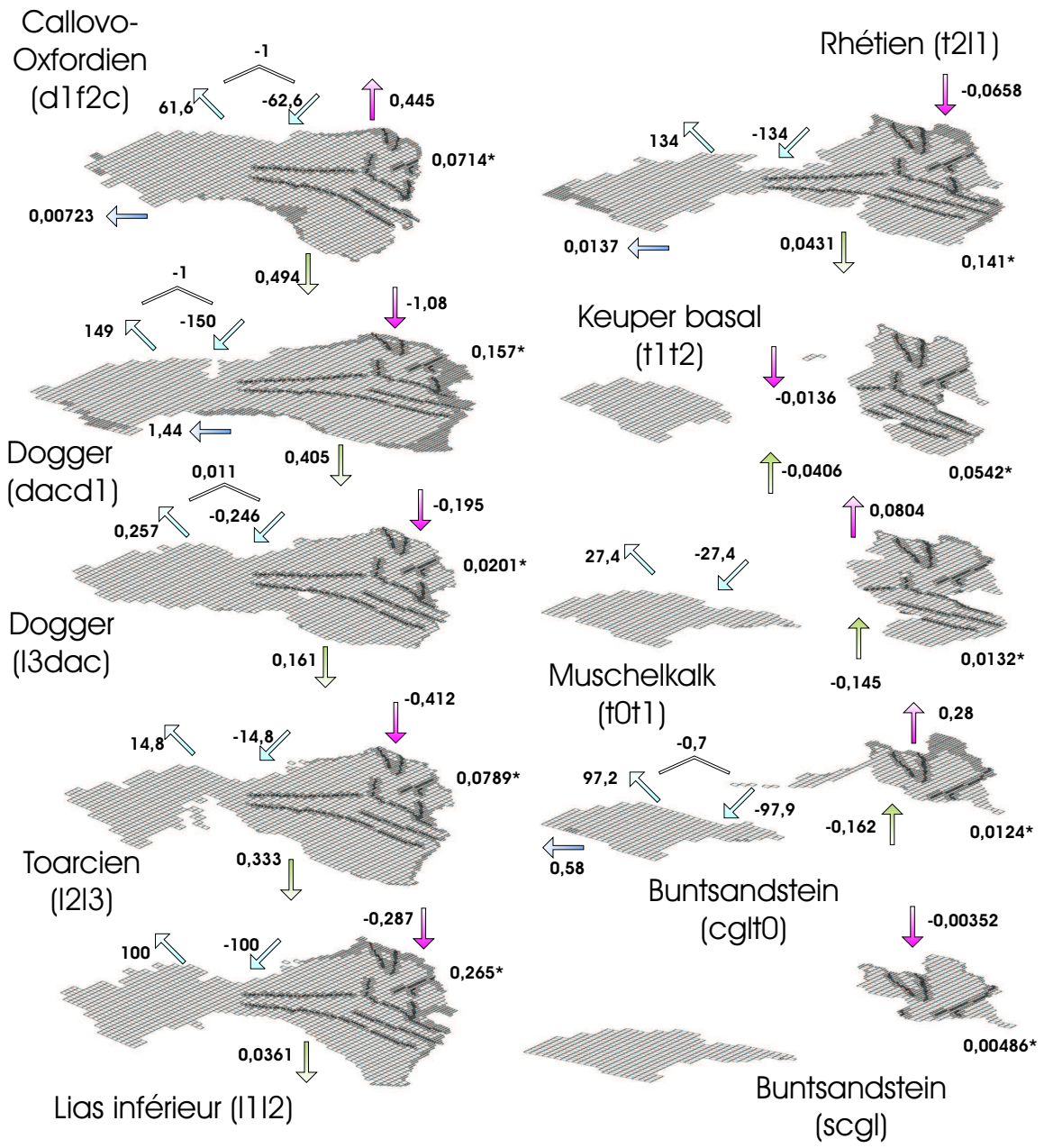
L'essentiel de l'eau s'écoulant dans le milieu souterrain se déverse dans la mer de la Manche au niveau des affleurements de la craie et du Dogger.

Enfin le dernier terme du bilan est constitué par le débit emmagasiné.

Cet état du système multicouche que traduisent les bilans d'eau, conséquence de son évolution transitoire, doit être confronté au régime naturel permanent de façon à identifier son caractère dynamique. La comparaison est éloquente. Le régime permanent montre en


1
147
-146
0,915
6,68.10-5*
Tertiaire (tez)
-9
347
-356
-2,15
2,17
9,17
0,223*
Craie (c5te)
-2,81
0,9
43
-42,1
2,77
0,0118*
0,0537
Argiles du Gault
(c4c5)
-3,76
-2,4
27,9
-30,3
3,23
4,17.10-3*
0,544
Albien (c3c4)
-1,37
-0,26
3,48
-3,74
1,22
0,0116*
-0,971
Aptien (c2c3)
0,9
12,5
-11,6
1,29
0,0206*
Néocomien
(c1c2)
-2,19
-1
31,5
-32,5
1,94
0,135*
Portlandien
(m1c1)
-1,06
-0,4
32,5
-32,9
1,08
0,0311*
0,0808
Kimméridgien
(mbkm1)
-0,712
-1,2
91
-92,2
1,38
0,0456*
Lusitanien
(u3bmbk)
-0,288
-0,35
3,53
-3,88
0,786
0,0101*
8,44.10-5
Lusitanien
(f2cu3b)
-0,439

(a)



(b)

FIG. 5.14 – Bilan d'eau du système aquifère multicouche du bassin de Paris en régime transitoire. Les bilans, exprimés en $m^3.s^{-1}$, se décomposent en débits injectés et drains continentaux (bleu clair), drains marins (bleu foncé), débits de drainance (rose vers le haut et vert vers le bas) et débit emmagasiné (marqué d'un astérisque). Par convention, les débits entrants sont négatifs et les débits sortants positifs.

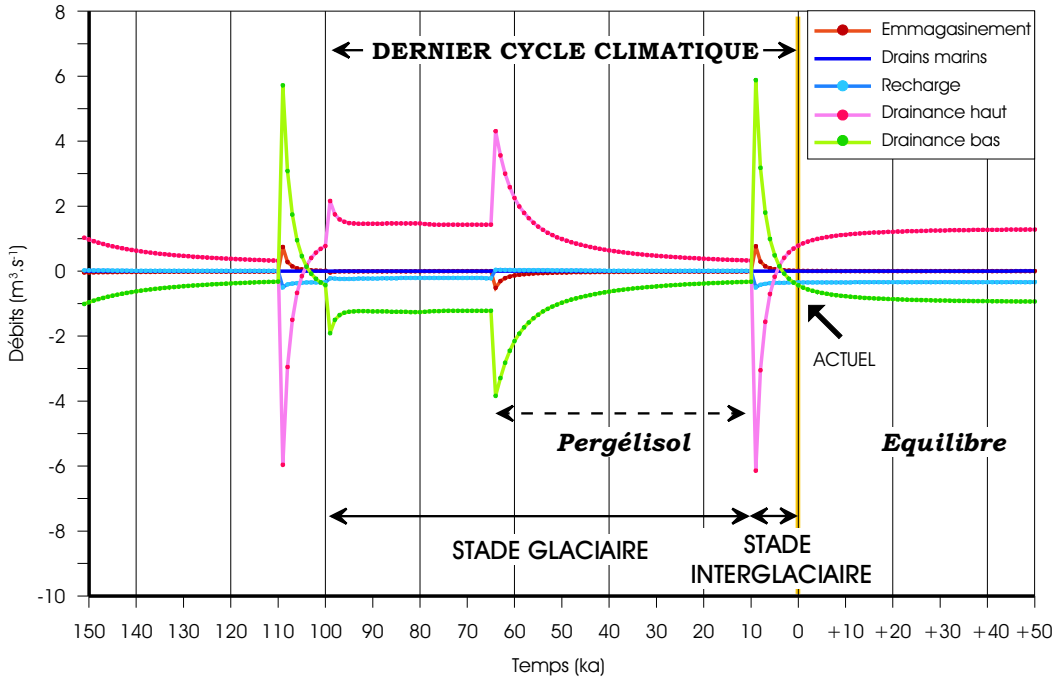
effet un schéma de globale ascendance au sein du bassin, hormis au voisinage des couches les plus imperméables où les flux sont divergents, déjà mis en évidence dans les modélisations antérieures de ce système (Wei 1990).

La compréhension de ces différences nécessite de se pencher sur les derniers pas de temps de l'évolution transitoire du système. Celle-ci est présentée pour le Lusitanien, le Callovo-Oxfordien, le Dogger inférieur et le Rhétien sur le dernier cycle glaciaire (figure 5.15). Lorsque l'alimentation est coupée du fait du pergélisol, les flux de drainance ascendante sont brusquement amplifiés puis décroissent progressivement. La débâcle qui marque le retour à des conditions actuelles il y a 10 000 ans provoque une inversion brutale des drainances qui s'orientent alors en direction des couches profondes. De même, le brusque apport de quantités d'eau importantes crée un effet piston, d'où un fort déstockage, notamment dans les semi-perméables. Le retour à l'équilibre est plus ou moins lent, fonction des propriétés hydrodynamiques de chaque unité. La simulation transitoire a été prolongée d'une centaine de milliers d'années dans le futur, toutes conditions actuelles conservées hors la surrection, de façon à pouvoir suivre ce rééquilibrage dans le temps. Ainsi, si le Lusitanien ou le Callovo-Oxfordien ont retrouvé aujourd'hui des flux divergents depuis quelques milliers d'années, la réinversion des flux de drainance dans le Dogger inférieur n'est-elle attendue que 5 ka plus tard. Le retour du Rhétien à l'équilibre est encore plus long, de l'ordre de 40 ka. Ces résultats, preuve de l'existence d'écoulements à caractère transitoire dans le bassin à l'heure actuelle, seront rediscutés dans le chapitre suivant à partir de l'analyse des charges hydrauliques.

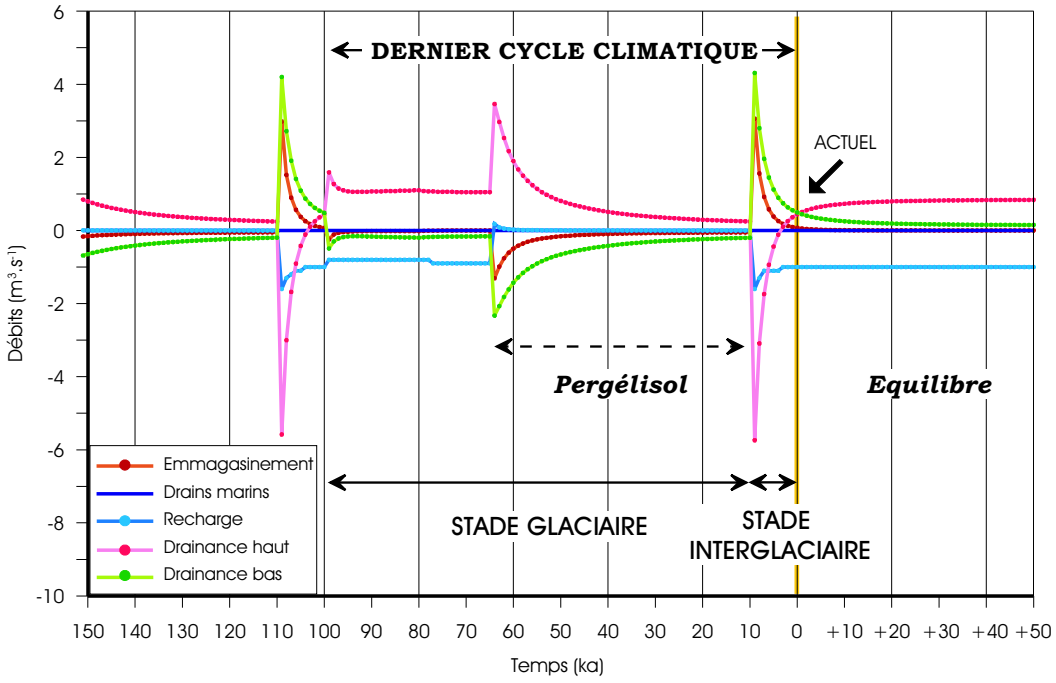
5.5.3 Conclusion

Une première visualisation des piézométries simulées à l'actuel, comme produit d'une évolution transitoire sous l'action de conditions aux limites variables ou résultat d'un régime naturel supposé permanent, permet de pointer des modifications des régimes hydrogéologiques dans les couches profondes et peu perméables du système. L'analyse des bilans d'eau du système confirme cette tendance.

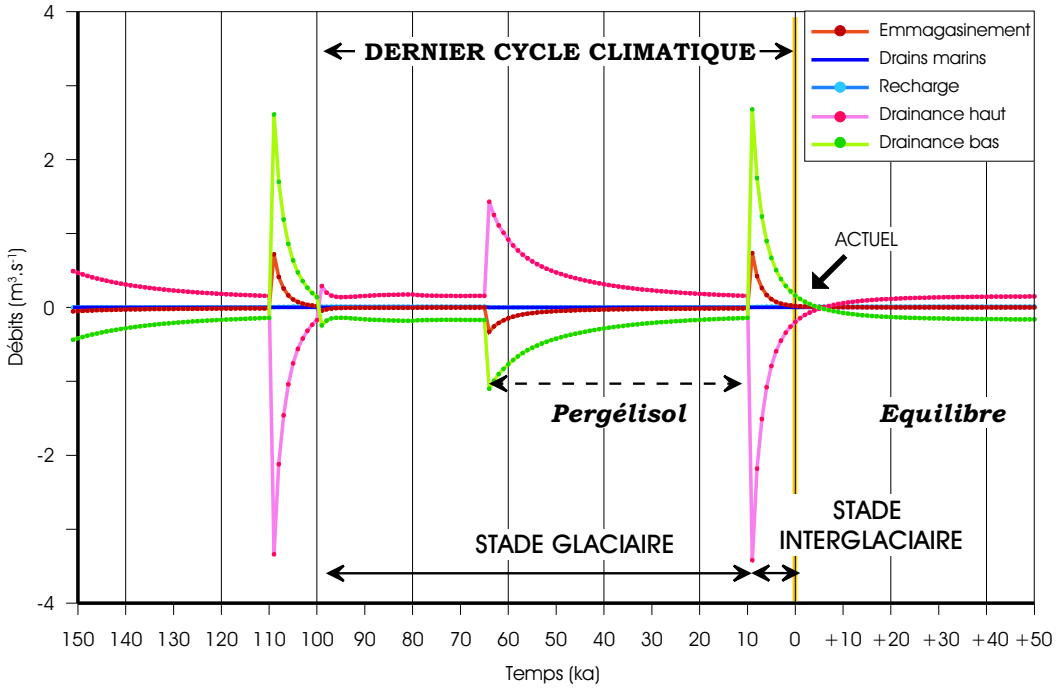
Les impacts paléoclimatiques et morphologiques sur les écoulements souterrains peuvent être ainsi évalués par comparaison aux sorties d'un régime permanent équivalent et ce, à n'importe quelle étape de l'évolution récente du bassin. Le peu de données de validation disponibles à l'actuel, notamment dans les semi-perméables, rend en revanche une compa-



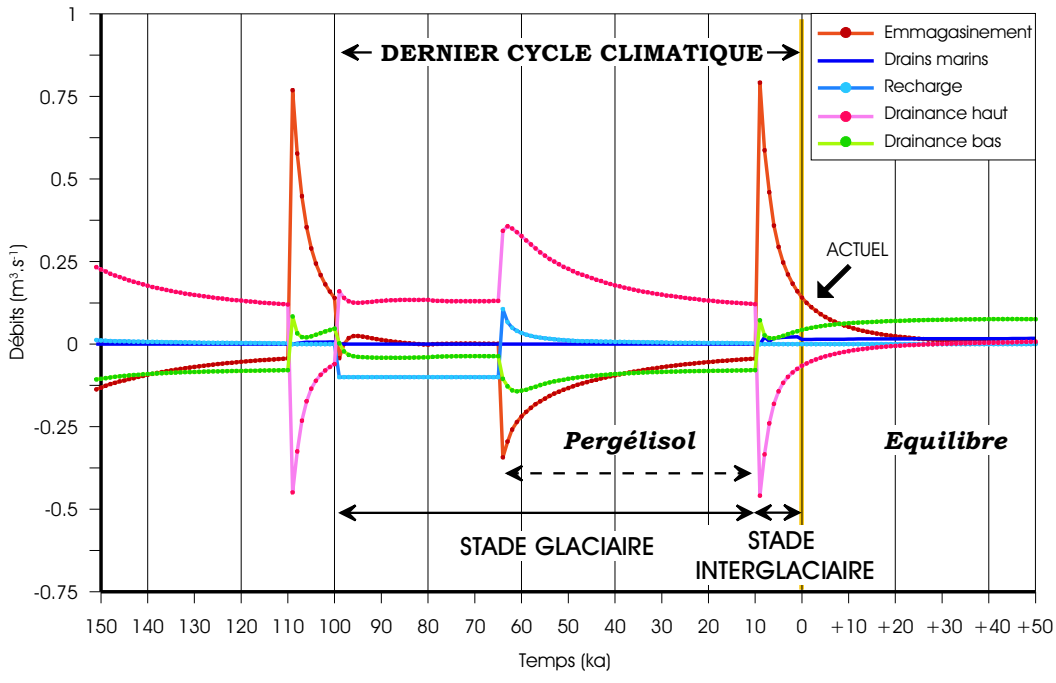
(a) Lusitanien



(b) Callovo-Oxfordien



(c) Dogger inférieur



(d) Rhétien

FIG. 5.15 – Evolution transitoire des bilans d'eau au cours du dernier cycle glaciaire, en $m^3.s^{-1}$.

raison directe aux observations plus aléatoire. Les incertitudes dans la reconstruction du scénario d'évolution des conditions aux limites étant par ailleurs grandes, le modèle ainsi construit a plutôt vocation à déterminer des réponses plausibles du système hydrogéologique à des variations conséquentes de ses conditions aux limites. Le chapitre suivant se donne pour but d'analyser ces réponses et de tester la sensibilité du modèle aux conditions aux limites et en terme de paramètres hydrodynamiques. Une confrontation des résultats du modèle à des répartitions de concentrations en traceurs naturels de l'eau, tels que les paléotempératures d'infiltration déduites des gaz rares, les chlorures ou l'activité en ^{14}C, permettrait d'envisager une validation plus précise. La modélisation du transport de matière au cours des cinq derniers millions d'années constitue donc une perspective d'intérêt très notable et une suite logique à ce travail. Cette nouvelle esquisse de l'hydrodynamique peut également remettre en cause les interprétations des processus de transfert des traceurs géochimiques et isotopiques qui ne prennent pas en compte les variations du flux les transportant au cours du temps. Un aller/retour entre les deux approches est donc souhaitable.

Chapitre 6

Réponse hydrodynamique de long terme et sensibilité du modèle

Ce chapitre, dédié à l'analyse de la réponse hydrodynamique de long terme du système hydrogéologique du bassin de Paris aux variations de ses conditions aux limites, est l'aboutissement des efforts menés jusqu'à présent, qu'il s'agisse de reconstructions climatiques, de quantification des processus morphologiques ou de mise en place du modèle souterrain lui-même.

Il s'appuie dans un premier temps sur une simulation transitoire de référence, définie pour un jeu donné de conditions aux limites évolutives. Si les quantités absolues fixées en entrée du modèle, i.e. taux de surrection et d'incision, recharge et niveau eustatique, sont sujettes à de larges incertitudes, ainsi qu'il a déjà été souligné, si la représentation des processus en jeu est fortement idéalisée, dans le cas du pergélisol par exemple, ou l'évolution climatique simulée de façon discontinue car découpée en paliers constants, les variations enregistrées aux limites du domaine d'une étape à l'autre sont supposées être suffisamment significatives pour affecter les écoulements souterrains.

La présentation préalable au chapitre 5 des piézométries simulées en régime transitoire a confirmé la capacité du modèle à répondre de façon dynamique aux conditions qui lui sont imposées aux limites. L'étape suivante consiste alors à déterminer si les perturbations des champs de pression engendrées par la modification des conditions aux limites s'inscrivent ou non dans le long terme. La modélisation ici entreprise est alors replacée dans le cadre plus général de l'étude des effets transitoires dans les systèmes hydrogéologiques, dont Neuzil a présenté plusieurs synthèses (1986, 1995). La possible persistance de ces effets est

en particulier recherchée dans les champs de charges hydrauliques actuels.

Ainsi l'article *"Long-term hydrodynamic response induced by past climatic and geomorphologic forcing: the case of the Paris basin, France."*, présenté ci-après, vise-t-il à estimer quelle mémoire les différentes unités du système hydrogéologique du Bassin parisien conservent des perturbations passées, en fonction de leurs paramètres hydrodynamiques. La section suivante s'attache alors à considérer indépendemment chacune des conditions aux limites afin d'en évaluer l'impact respectif et la pertinence de leur prise en compte dans l'étude du fonctionnement des hydrosystèmes complexes.

6.1 Sensibilité du modèle aux paramètres hydrodynamiques

Long-term hydrodynamic response induced by past climatic and geomorphologic forcing: the case of the Paris basin, France.

Anne Jost[a,*], Sophie Violette[a], Julio Gonçalvès[a], Emmanuel Ledoux[b], Yaël Guyomard[c], François Guillocheau[c], Masa Kageyama[d], Gilles Ramstein[d] and Jean-Pierre Suc[e]

[a] UMR 7619 Sisyphe, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France

[b] UMR 7619 Sisyphe, Centre d'Informatique Géologique, ENSMP, Fontainebleau, France

[c] UMR 6118, Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, Rennes, France

[d] UMR 1572, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Gif-sur-Yvette, France

[e] UMR 5125, Laboratoire PaléoEnvironnements et PaléobioSphère, Université Claude Bernard, Villeurbanne, France

*Corresponding author. Tel.: +33-1-44-27-84-86; fax: +33-1-44-27-51-25.
E-mail address: Anne.Jost@ccr.jussieu.fr (A. Jost).

Submitted to Physics and Chemistry of the Earth.

Abstract

In the framework of safe underground storage of radioactive waste in low-permeability layers, it is essential to evaluate the mobility of deep groundwaters over timescales of several million years. On these timescales, the environmental evolution of a repository should depend upon a range of natural processes that are primarily driven by climate and geomorphologic variations. Here we investigate the response of the Paris basin groundwater system to variations in its hydrodynamic boundary conditions induced by past climate and geodynamic changes over the last five million years.

For the purpose of this work, a three-dimensional transient modelling of the Paris basin aquifer/aquitard system was developed using the code NEWSAM (Ecole des Mines de Paris, ENSMP). The geometry and hydrodynamic parameters of the model originate from a basin model, NEWBAS (ENSMP), built to simulate the geological history of the basin. Geomorphologic evolution is deduced from digital elevation model analysis, which allows to estimate river-valley incision and alpine surrection. Climate forcing results from palaeo-climate modelling experiments using the LMDZ atmospheric general circulation model (Institut Pierre Simon Laplace) with a refined spatial resolution, for the present, the Last Glacial Maximum (21 kyr BP) and the Middle Pliocene Warmth (3 Myr). The water balance is computed by the distributed hydrological model MODSUR (ENSMP).

We present the simulated evolution of piezometric heads in the system in response to the altered boundary conditions, in particular in the vicinity of ANDRA's Bure potential repository site within the Callovo-Oxfordian argillaceous layer. For the present, the comparison of head patterns between steady state and time dependent simulation shows little differences for aquifer layers close to the surface but suggests a transient state of the current system in the main aquitards of the basin and in the deep aquifers, characterized by abnormally low fluid potentials. The dependence of the boundary-induced transient effects on the hydraulic diffusivity is illustrated by means of a sensitivity study.

Keywords: Paris basin; Palaeo-hydrogeology; Palaeo-climate; Palaeo-geomorphology; numerical modelling

6.1.1 Introduction

The prospect of storing nuclear waste in low-permeability rocks, in general shale or crystalline units, has highlighted the need to improve our understanding of the long-term mobility of deep groundwater, in order to assess whether they can indeed be safely used as natural barrier units. From a hydrodynamic point of view, it is therefore necessary to evaluate the relevant driving forces with a significant impact on fluid fluxes and flow patterns over a sufficiently large timescale, in order of several million years, and how the flow system responds to the resultant perturbations. In particular, it can be worth determining whether present-day conditions represent a steady flow in equilibrium with stable modern boundary conditions or whether the groundwater flow is slowly transient. Indeed, one of the most significant aspects of low-permeability environments is their ability to maintain long-lived transient flow conditions, unlike permeable layers which adjust very rapidly to any disturbances (Neuzil 1995).

Among the most common and documented sources for unsteady flow in low-permeability formations, slow geologic processes acting on the system, such as diagenesis, tectonic compression, compaction of sediments or erosional unloading (Neuzil and Pollock 1983, Ge and Garven 1992, Luo 1994, Neuzil 1995, Bjørlykke and Høeg 1997, Burrus 1997, Gonçalvès et al. 2004a, for instance) can explain many pressures anomalies that characterise hydrodynamic transients found in certain geological settings. Other mechanisms, which involve the flow of fluids from a source layer, for instance osmotic membrane phenomena (Neuzil 1995, 2000, Gonçalvès et al. 2004b), have also been suggested. Recent changes in hydrodynamic boundary conditions, especially those induced by climatic and morphologic variations, can similarly create transient flow of fluids, which could still persist in the low-permeability layers. Instances of this kind are rare (Tóth and Millar 1983, Certes et al. 1997, Gonçalvès et al. 2004b, Heathcote and Michie 2004), however these studies are particularly relevant since the changes that have occurred in the past are likely to extend in the future, over the timescales relevant for radiological safety assessments.

In this context, the complex multi-layered aquifer system of the Paris basin, France, provides a well chartered site suitable for such a study. Indeed, over the last few millions years, the hydrodynamic system evolution has been primarily governed by climatic and geomorphologic variations, namely: 1) the cyclic alternation of glacial and interglacial intervals of the Plio-Pleistocene epoch, combined with eustatic variations, 2) the tectonic

uplift due to the Alpine deformation and 3) resultant geomorphologic processes, mainly river-valley incision, that have shaped the landscape over approximately one million years. These changes may have a severe impact on groundwater flow patterns because they continuously affect conditions at the boundaries. For instance, the hydraulic gradients may have been altered by temporal variations in recharge and shifting aquifer outlets. Eustatic variations will have an impact on the base level. The river bed deepening causes a decrease in hydraulic head at the outcrops. In addition, the occurrence of permafrost under glacial conditions prevented infiltration and was accompanied by significant changes in the hydrogeological properties of the frozen ground.

The aim of the present study is therefore to investigate the implications for changes in hydraulic head boundary conditions due to climate variations together with geodynamic processes on the Paris basin groundwater system. Of particular interest is the determination of the capacity of the resultant disturbances to maintain present-day transient conditions. Given the spatial expanse and depth of the basin and since boundary conditions have experienced continuous and various changes, it is appropriate to evaluate their impact on a global scale, both spatially, i.e., on the entire basin and temporally, i.e. the timeframe to consider for this study has been set to the last five million years. For this purpose, a three-dimensional transient groundwater flow modelling of the Paris basin groundwater system was developed, using the code NEWSAM from the Ecole des Mines de Paris (ENSMP) (Ledoux 1980) over the last five million years. The prescription of spatially and temporally evolving hydrodynamic boundary conditions originates from a geomorphologic and a climatic scenarios. Both have been established to quantify the nature, the magnitude and duration of each process and both will be detailed in a first step. Then the simulated evolution of the flow and pressures in the aquifer system, in response to the altered boundary conditions induced by atmospheric and geomorphologic forcing, will be presented and discussed in terms of hydrodynamic parameters sensitivity.

6.1.2 Past hydrodynamic boundary conditions evolution: relevant scenarios

6.1.2.1 Climate scenario

6.1.2.1.1 Overview of climate changes over the last five million years One of the primary drivers of recent environmental evolution is considered to be climate. The

most important climatic phenomenon of the last millions of years has been the transition to glacial climatic states from non-glacial states mainly controlled by cyclic changes in the earth orbital parameters. The fluctuation in oxygen isotopes in foraminiferan shells extracted from deep ocean cores, such as ODP 659 (Tiedemann et al. 1994) is an indicator of the global climate evolution, as illustrated in figure 6.1 for the last 5 Myr. The Plio-Pleistocene epoch is characterized by a global cooling trend that led up to the Quaternary ice ages. Between 2.6 and 0.9 Myr, the climatic record is dominated by a 41 kyr cyclicity. There is a major climate shift near 0.9 Myr after which the length and amplitude of the cycle increased, to about 100 kyr with relatively stable warm interglacials, following much longer and more variable glacial periods. Climatic variations were accompanied by sea level oscillations.

Generally speaking, the Pliocene was significantly warmer by several degrees than at present with a general trend of increased precipitation and high sea-levels (Dowsett and Cronin 1990). It nevertheless contains episodic climate fluctuations in aridity and temperature. The transition to the generally cooler climates of the Pleistocene was characterized by prominent glacial-interglacial cycles, with large ice-sheets over high latitude North America and Europe and a global sea level drop, between 120−130 m (Fairbanks 1989, Bard et al. 1990a,b, Yokoyama et al. 2000), during glacial periods. In western Europe, the climate of the last cold extremum, i.e., the Last Glacial Maximum (LGM, 21 kyr BP), was colder than today by 5−15°C, with drier conditions, up to as much as -750 mm.year^{-1} relative to present, as indicated by pollen data (Peyron et al. 2005). The lower sea level meant a continental English Channel.

Apart from the resultant recharge fluctuations, one of the most important effects of climate on groundwater systems should come from the development of permafrost under glacial conditions. It is accompanied by significant changes in hydrological, thermal and mechanical soils properties. Permafrost, being nearly impermeable, acts as a confining layer that inhibits discharge and recharge of groundwater (Sloan and van Everdingen 1988, Woo and Winter 1993). In this paper we shall focus on the impact of this latter property on groundwater systems. During the glacial eras, the Paris basin lay beyond the large Fennoscandian ice cap which covered northern Europe and was subject to a periglacial type of climate. Either discontinuous or continuous permafrost, with perennially frozen ground overlain by a seasonally active layer, may therefore have existed in the basin. Spatial reconstructions show that a continuous and thick permafrost has affected most

of the Paris basin during the LGM (Van Vliet-Lanoë 2000) although this scenario is not universally shared (Huijzer and Vandenberghe 1998).

6.1.2.1.2 Climate scenario The first order climate scenario, from which variations in aquifer recharge are inferred and on which sea level changes and permafrost development phases are superimposed, is based on the major Plio-Pleistocene climatic changes. Given that the accuracy of palaeoclimate reconstructions decreases as they go back in time, it is necessary to adopt simplifying hypotheses. Given the selected timeframe, only the large temporal scales on which climate varies will be considered. Many other abrupt and shorter timescales, that characterized in particular glacial stages, will not be taken into account but should be borne in mind when discussing the results.

A set of main stages of stable climatic situations was identified from the ODP 659 marine oxygen isotopes curve covering the last five million years. Five time sequences have been chosen for the Pliocene epoch, followed by the 41 kyr and then the 100 kyr cyclic alternation between a cold and a warm extremum, as described in figure 6.1.

In order to quantify the climate forcing over the basin, and in particular to specify the spatial patterns of atmospheric variables, a serie of palaeoclimate modelling experiments was undertaken. The LMD-Zoom atmospheric general circulation model (AGCM), from the Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) (Zhou and Li 2003, Li and Conil 2003), was used with a refined spatial resolution down to 50*50 km^2, centred on Paris, for three representative periods: the warm and humid Middle Pliocene, the cold extremum of the LGM and the present-potential climate, referred to as CTRL. Model response to palaeoclimate situations was confronted to independent climate reconstructions. In particular simulation results for the LGM was compared to updated pollen-based palaeoclimatic indicators for temperature and precipitation (Jost et al. 2005). This comparison indicates that the high resolution AGCM, as well as its lower resolution counterpart, underestimates the large cooling indicated by pollen data, especially in winter, by around 10^oC in Southwestern Europe. Trends in precipitation are reproduced more closely, but still with lower aridity than the data. Conversely, the Pliocene simulated temperatures match estimates from palynological studies, indicating significantly warmer temperatures, whereas hydrological values show less consistency.

Despite these large uncertainties in the simulated values, a reference scenario was constructed with the aid of the AGCM outputs. It is assumed to produce sufficient differences

between climate sequences to generate significant variations in aquifer recharge, the amplitude of which was not yet tested. However this will be done in the future to estimate the large range of hydrological uncertainties due to climate uncertainties.

The daily means of simulated precipitation and potential evapotranspiration were corrected taking into account the differences between observations on the Seine basin (Météo France data) and the present-potential simulation. They are converted as an input for a groundwater model using a distributed hydrological model, MODSUR (ENSMP) (Ledoux 1980), on climatic zones defined by the LMDZ grid cell. MODSUR uses classical production functions, depending on the soil and land cover type, to compute the water budget with a daily time step. Results of the hydrological model, expressed as recharge in mm.year^{-1} on the entire basin, are indicated in figure 6.1, for each climate sequences.

Associated to each main climate stages, a mean value of the sea level is allocated from short-term eustatic curves (Greenlee and Moore 1988), oscillating between 25 and 40 m NGF during the Pliocene, 20 and -70 m NGF during the 41 kyr cycles and 0 and -120 m NGF during the 100 kyr cycles.

Based on the objectives of the study, simplifying assumptions concerning the permafrost representation were made for the present model. A continuous permafrost covering the entire basin was modelled during more than half of each of the 100 kyr glaciation: it appears 35 kyr after the beginning of the glacial stage and lasts 55 kyr. It is described in a simplifying manner by an inhibition of the recharge in response to soil freezing. However, groundwater discharge has been assumed to be possible and water can escape along the low head potential zones of the basin. This simple representation allows avoiding the difficulties of reconstructing the thickness and extension of the past permafrost, by testing a sort of drastic scenario associated with this phenomenon. The capability of permafrost to provide water during each deglaciation has not been accounted for.

Figure 6.1 summarizes the climate scenario, upon which the geomorphologic evolution must then be superimposed.

6.1.2.2 Geomorphologic scenario

6.1.2.2.1 Geomorphologic evolution The next step in building the model is the characterization of the geomorphologic evolution of the Paris basin. Generally speaking, it is linked to tectonic movements in relation with the Alpine uplift, and to climate and eustatic variations of the Plio-Pleistocene. It has resulted in the slow uplift of the basin

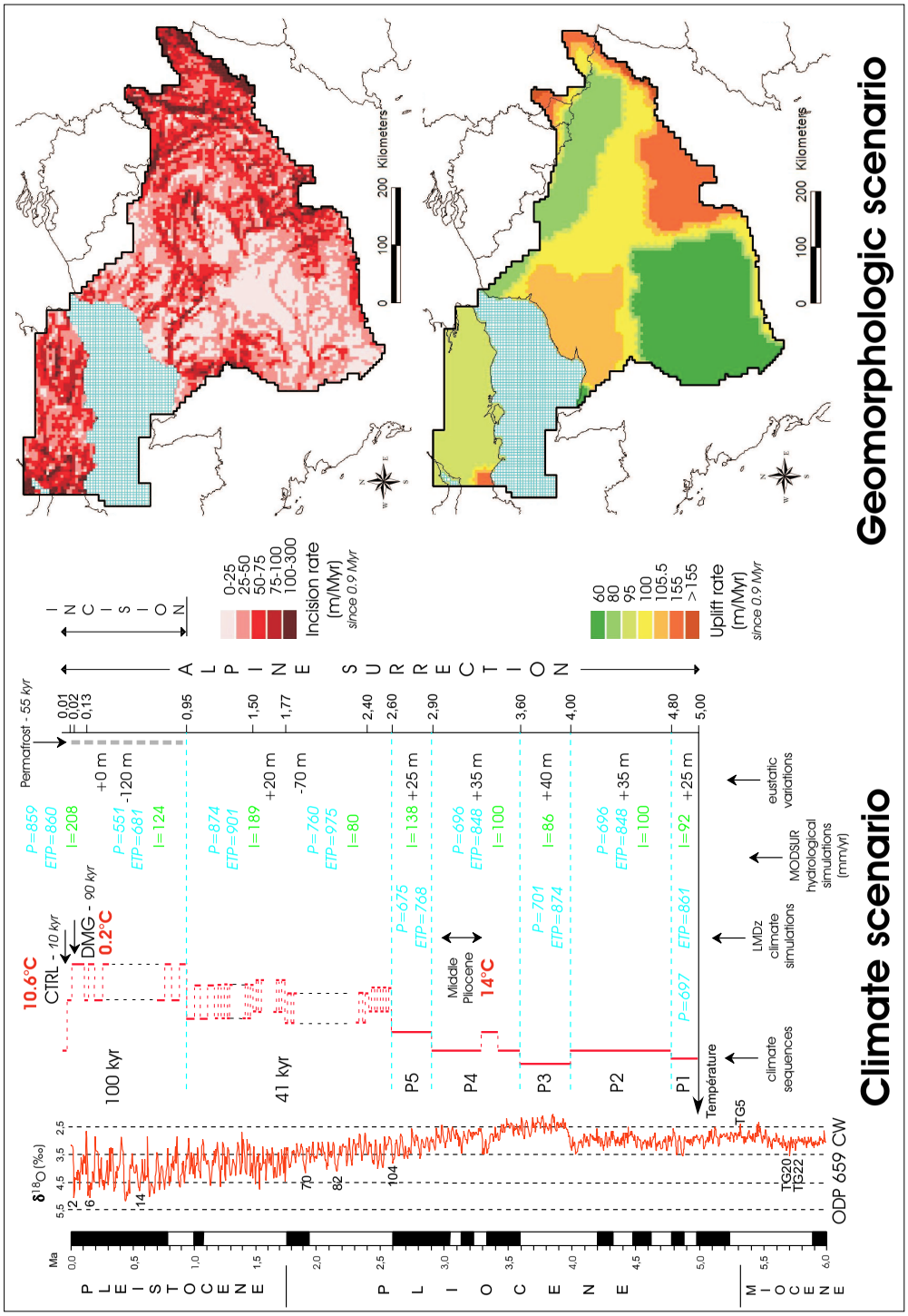


FIG. 6.1 – Palaeoclimate scenario: Plio-Pleistocene time series based on isotopic variations from Tiedemann et al. (1994) and the subsequent time sequences, LMDZ simulations and simulated temperatures in ^{o}C (Jost et al. 2005), MODSUR water balance (P: precipitation, ETP: potential evapotranspiration, I: infiltration) in mm/year; and Palaeomorphologic scenario: estimated incision and uplift rates over the modelled study area since 0.9 Myr, in m/Myr.

(Pomerol 1978, Fourniguet 1987) and in river-valley incision which began around 1 Myr ago following the major climate shift already mentioned (Le Roux and Harmand 1998). The timing of the beginning of incision relies on multidisciplinary studies of alluvial terrace systems of the drainage basins such as the Seine or the Somme valleys (Antoine et al. 2000). It leads to significant topographic changes and to the development of the modern incised hydrological network from the smooth planation surface of the Pliocene (Dewolf and Pomerol 1997) characterized by shifting river courses. It implies major reorganizations of the river systems, such as river migration or capture. It is accompanied by erosion processes that modelled the landscape, i.e., clearance and stripping of the plateaus or retreat of the coastlines. Although kinematics and timing of these valley incisions are still uncertain, significant incision appears to occur at the beginning of each glacial period in a short climatic transitional period, as it has been well identified in several valleys from northwest Europe for the last glacial cycle (Vandenberghe 1993, Antoine et al. 2000, Mol et al. 2000).

6.1.2.2.2 Geomorphologic scenario From these geological considerations, the geomorphological scenario will be split as follows: 1) from 5 to 0.9 Myr, a first uplift stage solely 2) from 0.9 Myr until today, a continuous uplift stage accompanied by specific incision phases of 20 kyr, occurring at the transition from an interglacial state to the following glacial. The effect of a forebulge due to glacio-isostasic crustal rebound (Boulton 1990) which may be negligible with regard to tectonic uplift (Lericolais 1997), as well as the subaerial erosion of the outcrops, causing sub-aquifer exposures, will not be taken into account.

Incision is measured using the new method developed by Bonnet et al. (2000) based on a digital elevation model analysis (Guyomard et al. 2005). It has the advantage of producing a distributed field of incised quantities representative of each individual drainage basin, instead of a local erosional rate inferred from alluvial terrace systems analysis, which varies following the position along the drainage network. Figure 6.1 exhibits the rates of estimated incision during the last million years. The mean incision rate over the basin is 50 m per Myr, reaching higher values up to 250 m in the main river valleys and in the eastern plateaus.

Furthermore, incision partly reflects continental movements and is of potential use to measure regional uplift. This method makes it possible to separate the tectonic contribution and estimate the relative amounts of differential uplift between drainage basins.

The uplift rate deduced from analysis of the amount of erosion ranges mostly between 50 and 150 m/Myr since 0.9 Ma (figure 6.1). These values are on the order of those deduced by analysis of the terraces systems (Antoine et al. 2000). Between 5 and 0.9 Myr, the estimation of vertical motion has been deduced from a reconstruction of the 5 Myr palaeotopography.

6.1.3 Numerical simulations

6.1.3.1 Building the 3D groundwater model

The study area is located in northern France and covers approximately 250,000 km^2. It matches the present expanse of the sedimentary Paris basin and is extended to the south of the London basin including the English Channel for continuity reasons. The semi-circular intracratonic Paris basin was a quasi continuous subsidence and sedimentation site during Mesozoic time. It is made of a maximum of 3 km of indurated sediments from the Triassic to the Tertiary, resting on the basement. The present-day geometry of the basin, with its characteristic distribution of the outcrops in concentric rings, is attributed to the major uplift and erosion stages associated with the Tertiary pyrenean then alpine compression, initiated during the Late Cretaceous.

Groundwater flow is modelled using the numerical code NEWSAM from the Ecole des Mines de Paris (Ledoux 1980). It is a three-dimensional finite differences model capable of simulating transient flow in porous media. A nested square mesh is built over the studied area for each geological unit of the model. The basic mesh size is 10 km, refined to 5 km on the outcrops and 2.5 km along the main structural features of the basin.

The geometrical and hydrodynamic representation of the basin are based on the basin model built by Gonçalvès et al. (2004a) to simulate the 248 My geological history of the basin. Hydrodynamic units have been chosen according to the stratigraphic database of Guillocheau et al. (2000). The 3-D geometry is characterized by a succession of twenty saturated or semi-pervious layers. Stratigraphy and lithology of these hydrogeologic units are summarized in figure 6.2. A full description of the model is given by Gonçalvès et al. (2004a). The hydrodynamic input parameters of the different units introduced in the model, namely horizontal and vertical permeability and specific storage coefficient, have been computed on the entire basin as the consequence of the geological processes occurring in the course of the basin evolution. Estimations of the hydraulic conductivity fields appear

to be within one order of magnitude from observations at the regional scale (Gonçalvès et al. 2004a). It is noteworthy that stratigraphic boundaries incorporated in the model do not always coincide with the hydrogeological boundaries, defined by hydrodynamic properties, because of lateral variations in sedimentary facies.

Once the main geological processes, such as compaction forces, cease at the beginning of the Tertiary, following the emergence of the basin, and in the absence of any other disturbances, such as changing boundary conditions or anthropogenic activities, the multi-layered system is likely to reach near-hydrostatic conditions. Fluids move in a topography-induced flow system subject to contemporary boundary conditions. Present-day regional-scale groundwater flow is oriented from the Southeastern major uplifted recharge area towards the Northwest. Fluids discharge in the major valleys and in the English Channel. However, the related effects of climate and sea level oscillations together with changing surface topography that took place during the last millions of years are assumed to give rise to a cycle of disturbances on the groundwater system and to superimpose abnormal patterns on the predominantly topographically-driven flow that is present. Pressure and flow fields may therefore reflect past boundary conditions. Temporal recharge changes inferred from the climate scenario, combined to eustatic variations and the occurrence of permafrost during cold phases, together with uplift and incision rates, are imposed as hydrodynamic boundary conditions for a time-dependent computation of a 3D groundwater flow, as follows.

1. **Recharge rates**: spatially- and temporally-varying meteoric water recharge takes place at the top of the layered system according to the previous reconstructions (i.e., section 6.1.2). During the cold periods preceeding the onset of a frozen ground, meteoric replenishment is reduced by 60 %. In case of permafrost, a no-recharge boundary condition is used.

2. **Constant head boundary conditions**: if the boundary is covered by the sea, constant head boundary conditions are applied, at the sea level.

3. **Drainage elevation**: the drainage network is determined from the landscape evolution, from the Pliocene topography to the modern surface elevation, given the imposed uplift and incision rates. Drainage or infiltration will occur if the groundwater head exceeds or is lower than the drainage level, respectively. In the present-day situation, the groundwater heads are generally equal or higher than the surface water

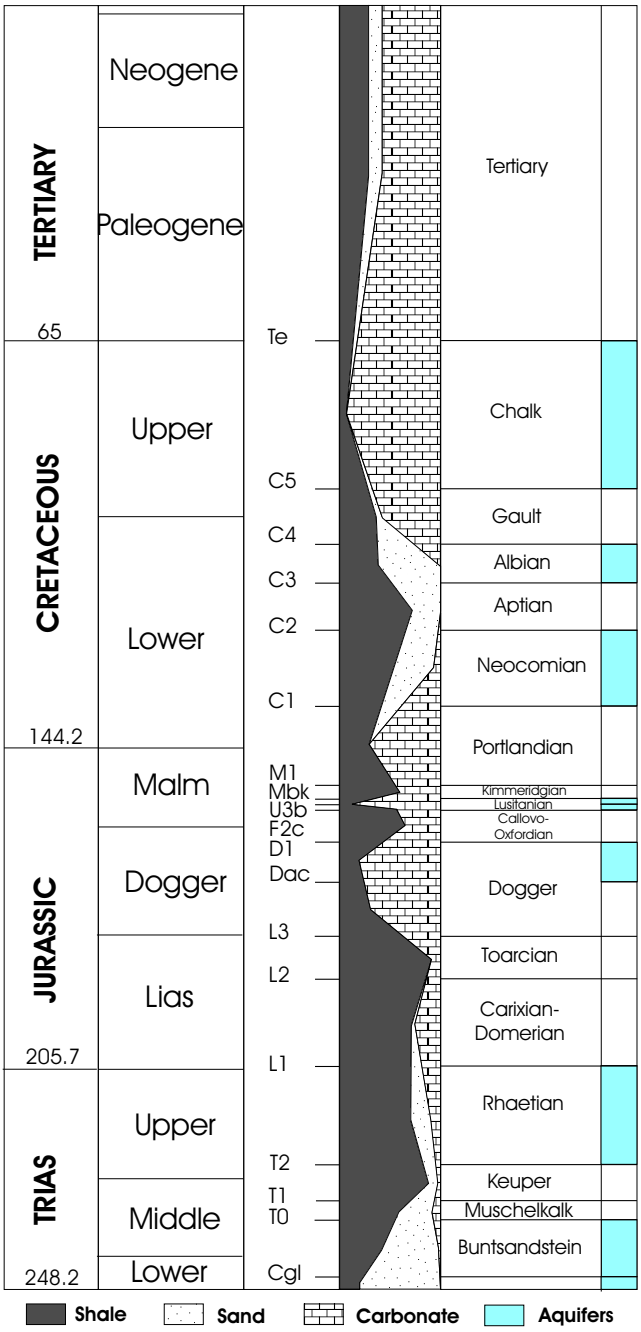


FIG. 6.2 – Summary of the stratigraphy and lithology of hydrogeologic units.

levels in the rivers, and only a fraction of the recharge enters the system from leakage through the river beds.

The 3D model is used to reproduce the transient response to changes in hydrodynamic boundary conditions during Plio-Pleistocene time. The hydrodynamic state of the system was recorded every time step, that is to say every 1,000 years. To determine a set of coherent initial conditions at 5 Myr, a reference steady state simulation is made to compute the hydraulic head distribution, from which the time evolution of the system is calculated.

6.1.3.2 Hydrodynamic modelling results

The model generates the distribution of hydraulic head through the Plio-Pleistocene history. Figure 6.3 is a sample of the results produced by the transient simulation. It represents the piezometric head evolution for a mesh point including ANDRA's Bure study site (Meuse, France) (see location on figure 6.4), across a vertical line through the Callovo-Oxfordian argillaceous layers, i.e., the potential host formations for underground storage of nuclear waste, surrounded by the Dogger and Lusitanian aquifers, in the eastern part of the basin. Starting from the initial conditions given by the reference steady state, the long-trend evolution of the piezometric head in each point of the basin reflects:

1. the alpine uplift, illustrated by the upward trend observed all along the simulation, competed with the downward incision trend since 900 kyr;

2. the fluctuations of the recharge rate occurring during the 41 kyr and 100 kyr cycles, responsible for a cyclic groundwater flow evolution with small variations of the hydraulic head, on the order of a few meters;

3. the most salient effect of permafrost existence, during cold glacial stages, when groundwater heads are rapidly dropping, tending toward an equilibrium value given by the sea surface elevation, as the groundwater system is allowed to be drained but not recharged;

4. and for marine and coastline meshes (not shown in figure 6.3), the influence of sea level changes.

Based on the objectives of this study, the calculated head patterns given by the transient simulation are compared to their steady-state counterpart for the present conditions, so as

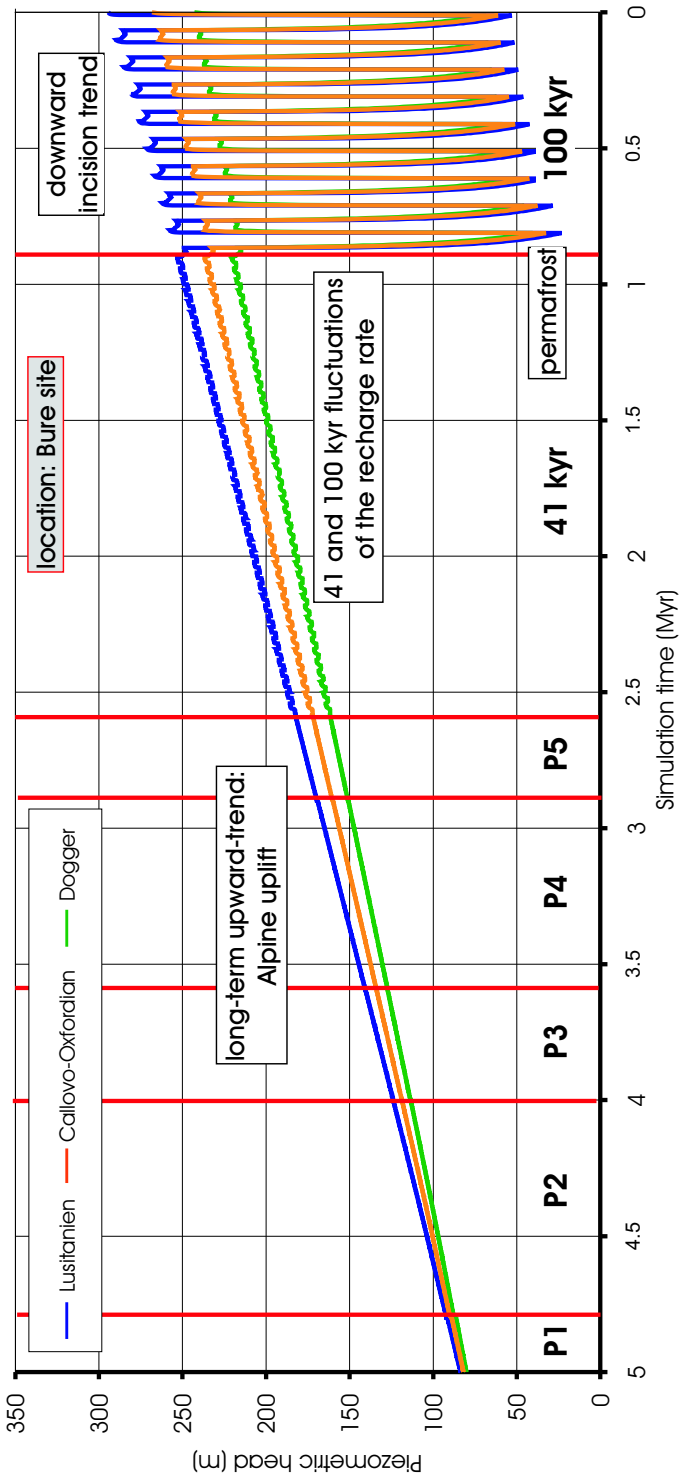


FIG. 6.3 – Piezometric head evolution, in m, across a vertical line through Bure potential repository site (see location on figure 6.4) for the Lusitanian, the Callovo-Oxfordian and the Dogger layers, in the course of the 5 Myr transient simulation.

to evaluate the possible presence of transient pressure remnants due to past changes in the boundary conditions.

The comparison between steady state and time dependent simulation shows little differences for aquifer layers close to the surface due to their relatively high permeability. No noticeable abnormal pressures can be detected. Indeed, if the flow is changing in the course of the Plio-Pleistocene history of the groundwater system, as the hydrogeologic framework evolves in time, it adjusts so rapidly that it remains quasi-steady through all disturbances.

Conversely, the distribution of transient minus steady-state heads suggests a transient state of the current system in the main aquitards of the basin as well as in the deepest aquifers. The main features of these patterns indicate abnormally low heads as compared with values observed in a steady-state equilibrium. Head differences are located in lower permeability areas of the concerned units and range from a few meters to as much as one hundred meters. As much as 80 % of the last maximum head disturbance still remains, as shown for instance for the Callovo-Oxfordian and Carixian-Domerian aquitards, and also for the Lower Triassic aquifer (figure 6.4). The present-day head field must then be considered as a relict feature of past boundary conditions, mainly generated by the lowering of hydraulic heads subsequent to the permafrost onset. These unusual low fluid potentials are currently slowly decaying by adjustment to the present boundary conditions, at a rate depending on the hydraulic parameters of each layer. This is illustrated in figure 6.5, for the same layers as previously mentioned, which indicates the rising head rates, on the order of a few mm per year.

6.1.4 Discussion and conclusion

This multidisciplinary study is an attempt to build a three-dimensional hydrogeological model of the Paris basin taking into account the changes in hydrodynamic boundary conditions occurring over the last five million years. The groundwater system is taken as a whole to include all the relevant changing boundary conditions. The objective was to examine the possible existence of boundary-induced transient effects on the current state of the system. Climate-change and geomorphological scenarios have been established to drive aquifer dynamics with a numerical simulation model calibrated to the Paris basin aquifer/aquitard system. The results show the large potentialities of such a modelling despite a number of simplifying hypotheses.

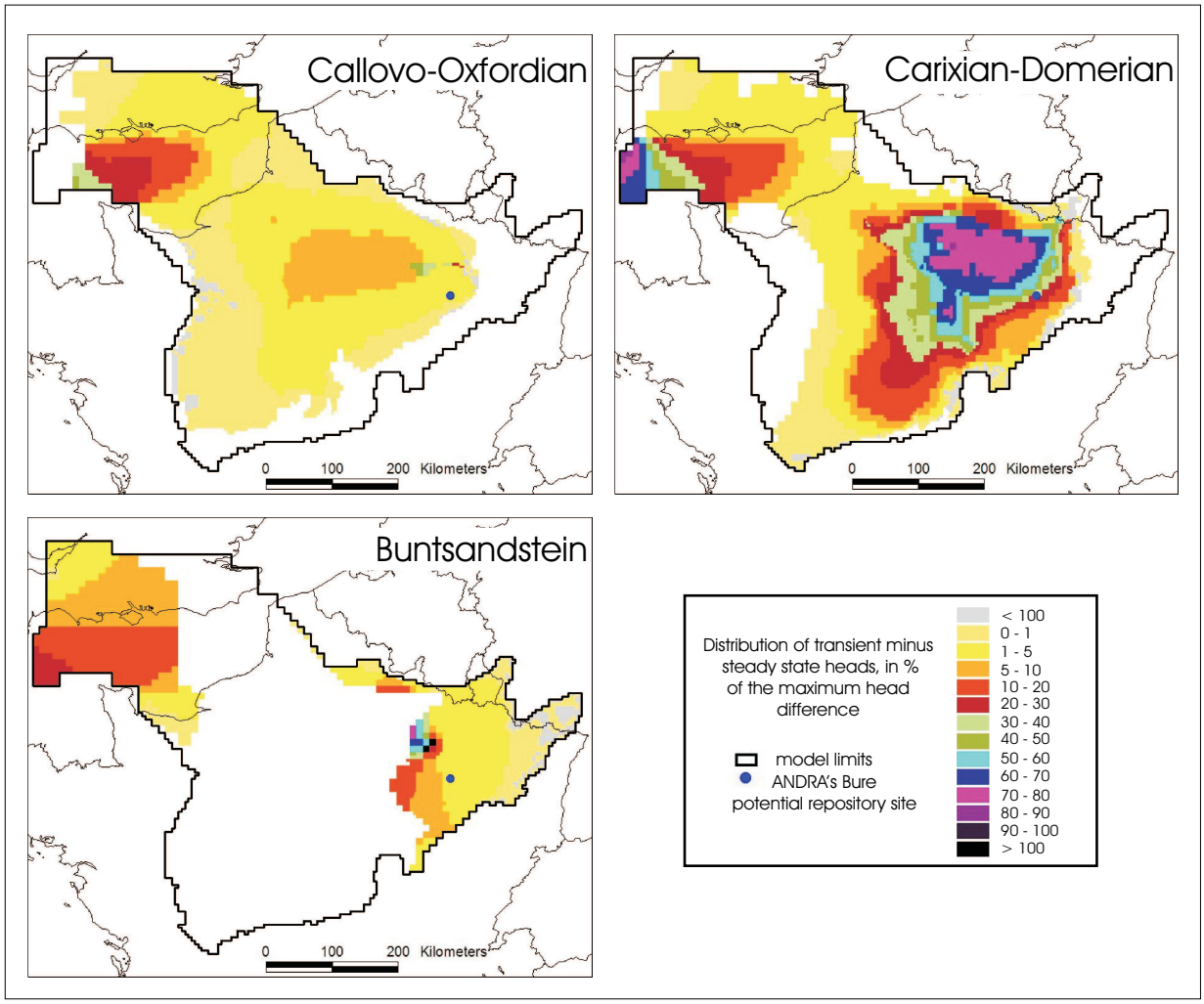


FIG. 6.4 – Distribution of transient minus steady state heads, in % of the last maximum head difference, in the following layers a) Callovo-Oxfordian, b) Carixian-Domerian and c) Lower Triassic.

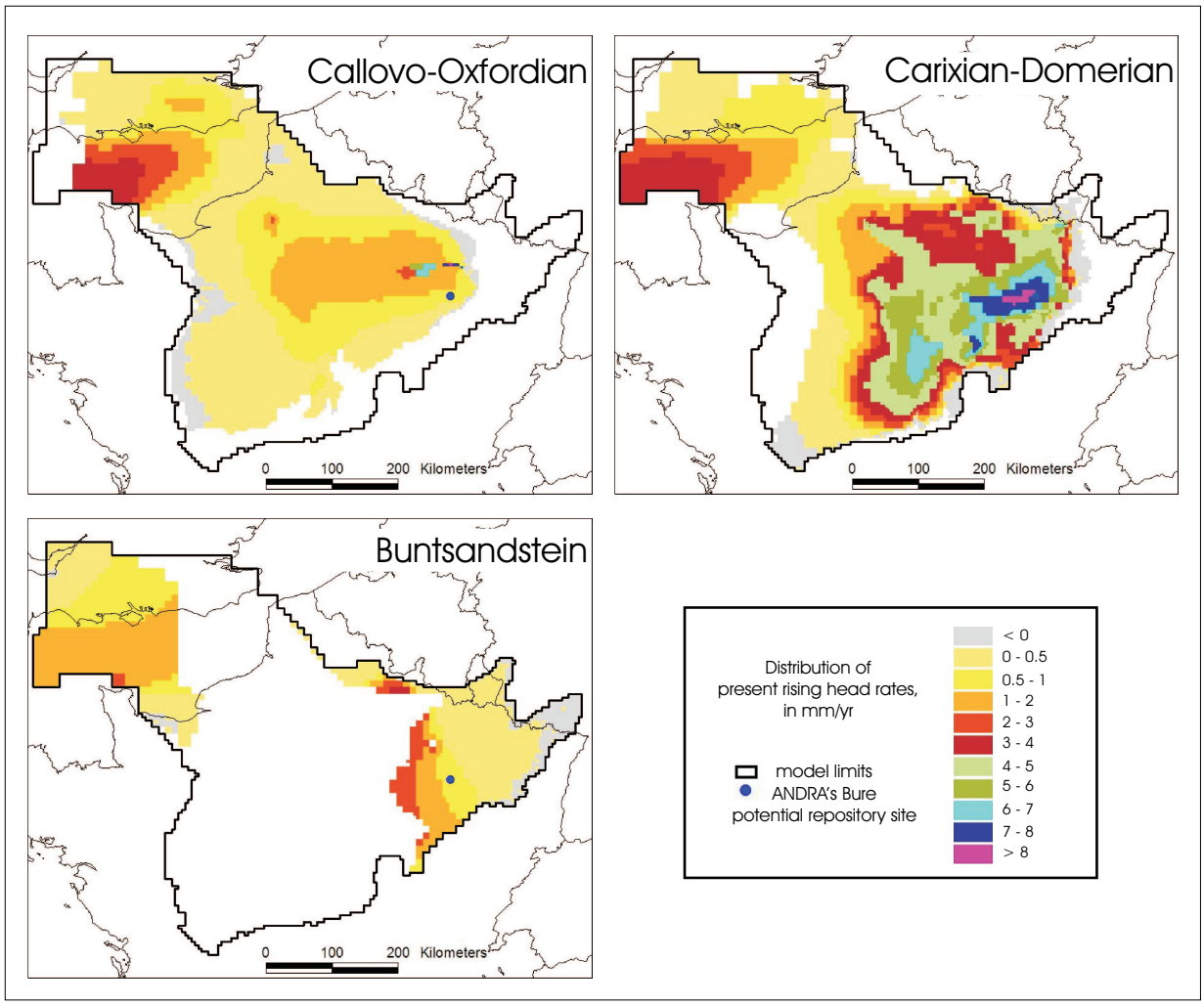


FIG. 6.5 – Same as for figure 6.4, but the present rising head rates, in mm/year.

Groundwater simulations indicate that spatial and temporal changes in the boundaries configuration do result in head transients that gradually dissipate. Only layers having low permeability and deep aquifer units are likely to be significantly affected. More permeable and surface aquifers accommodate changes in head boundary conditions too rapidly for transient effects to be maintained. It is possible, for previously established head patterns, such as the low head fields observed during permafrost cool stages, to survive to the return of modern boundary conditions and consequently to appear anomalous.

The global response of our model reflects the cumulative effects of various changes in boundary conditions, namely recharge rates, drainage levels, sea level elevation and the presence of permafrost. Further investigations are needed to individualize their specific role, and compare the magnitude of their effects, as they can act in a conflicting way. Our results indicate significant deficient heads as compared to their steady-state counterpart, attributed to the permafrost effect, although incision is expected to create excess head profiles as already demonstrated (Gonçalvès et al. 2004b). Moreover, a more accurate description of these processes could help achieve a better assessment of their impact. This remark also applies to the simple representation of the permafrost which could be improved by specifying its extent and maximal thickness, its hydrodynamics properties, the recharge and drainage location, its growth and thaw rates and the temporal dynamic along a glacial cycle, as well as the effect of a potential recharge due to breaking up during deglaciation.

Results can also be discussed by means of a sensitivity study on hydrodynamic parameters considering their great uncertainty. The theoretical analysis of the hydrodynamic requirements necessary for the persistence of anomalous fluid pressures over geologic timescales shows that it depends largely upon the hydraulic conductivity K and the specific storage S_s of low-permeability layers. The hydraulic diffusivity D, i.e. the ratio $\frac{K}{S_s}$, is a key parameter. As summarized by Neuzil (1995), transient behaviour can persist when the response time of the system, which can be described by the dimensionless time τ, defined by $\tau = \frac{D\,t}{l^2}$, is $\simeq 0.1$ (where D is the hydraulic diffusivity, l, the representative length of the domain, from its centre to its nearest boundary). It emphasizes the role of the hydraulic diffusivity, in the case of low-permeability layers, and the importance of the geometry of the domain and its characteristic dimensions, especially for the deepest aquifers of the basin, given the time lag required for a perturbation to reach basal zones of the system and given the spatial expanse of the basin.

With the set of hydrodynamic parameters introduced in the model, a significant transient effect is especially observed when the hydraulic diffusivity is low (on the order of 10^{-7} $m^2.s^{-1}$ for its vertical component in the main affected zones). The response of a given layer also depends on the hydraulic properties of its boundary layers.

The influence of the hydraulic diffusivity has been tested by increasing or decreasing the permeability by one order of magnitude. Permeabilities, especially those of aquitards, are assumed to be relatively high at the regional scale. It can be shown from figure 6.6 that one order of magnitude is sufficient in most cases to wipe out head differences as compared to steady state, whereas a lower diffusivity delays and weakens the transient response of the media. In this latter case, the resultant disturbance is dying down but in terms of percentages of the original maximum head difference, the preservation of remnant transient effects is enhanced. In particular, in the less permeable parts of the system, the response of the system to the last main perturbation is so delayed that it may exceed the duration of the present interglacial stage.

As dissipation time in the aquitards and deep aquifers appears to be on the order of several tens of kyr for the reference set of hydrodynamic parameters, the short interval of the present interglacial phase, i.e., ~10 kyr, is not sufficient for the hydrodynamic system to tend to the equilibrium. The prescription of an asymmetric climatic 100 kyr-cycle, characterized by a much longer glacial stage, will therefore have a strong impact on the present head patterns. For instance, an equally distributed cycle, between glacial and interglacial episodes, would almost remove the present-day transient effect.

The capability of the system to keep the memory of past glacial cycles prior to the last one, i.e. the existence of a cumulative effect of each successive cycle, will also depend on the time constant for the dissipation. It is relevant to evaluate if this cumulative effect exists when defining an initial quasi-steady state and the timeframe to consider for a transient simulation. In the reference scenario, almost all the pressure anomalies can be attributed to the last cycle, since abnormal heads are mainly due to permafrost and as the time lag between two consecutive permafrost phases, i.e., 45 kyr, is on the order of the dissipation time. In this case, it could be worth focusing on the last glacial cycle, using shorter time steps, in order to take into account more accurately climate variability. With respect to the impact of possible past cycles, it can be effective if a lower diffusivity of the aquitards and deep aquifers layers is assumed.

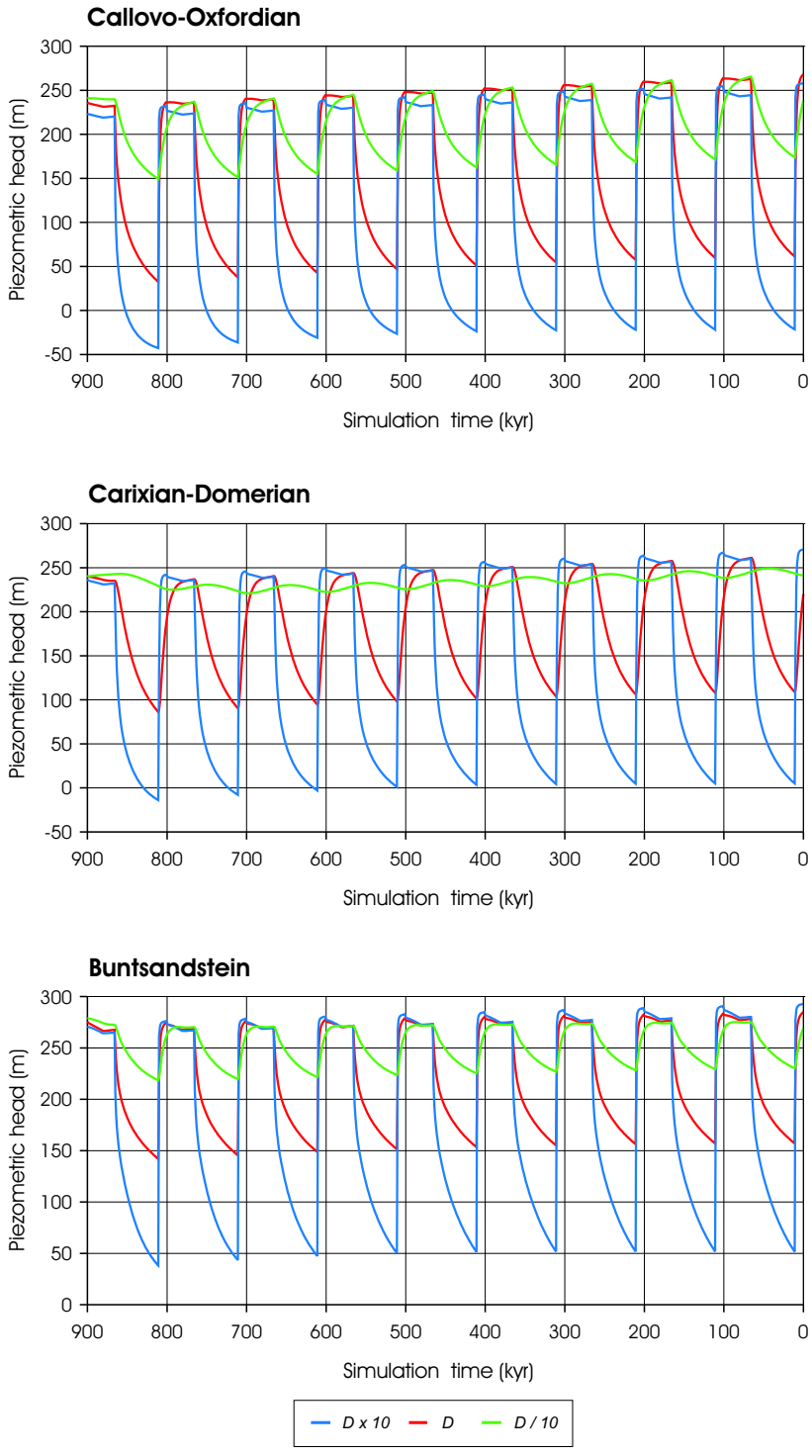


FIG. 6.6 – Sensitivity analysis based on an increased/decreased vertical and horizontal diffusivity (Dv and Dh) of one order of magnitude: piezometric head evolution, in m, of the Callovo-Oxfordian ($Dv \sim 4.10^{-7}$ m^2.s^{-1}), the Carixian-Domerian ($Dv \sim 10^{-7}$ m^2.s^{-1}) and Lower Triassic layers ($Dh \sim 8.10^{-3}$ m^2.s^{-1} - $Dv \sim 8.10^{-6}$ m^2.s^{-1}), for the 100 kyr cycles.

What can we infer from our results compared to basin observations? The observable pressure changes in deep aquifers are estimated to be around 1 mm.year^{-1} (more precisely 1 cm in 10 years). Pressure gauges in deep layers at Bure have been installed some five years ago, and may be able to detect such changes, if they exist and are not generated by other man-induced perturbations. However it appears that mostly excess heads are measured, especially in the vicinity of ANDRA's Bure site. But it should be borne in mind that the objective of the study was the examination of the impact of the boundary conditions changes on hydrodynamics solely, without taking into account any other masking effects. In particular, it has been demonstrated that mechanism other than hydraulic flow, such as osmosis, may play a predominant role in generating excess pressures in Bure's case (Gonçalvès et al. 2004b, Gueutin et al. 2005).

To conclude, since many of these processes involving changing boundary conditions appear to affect fluid pressure and to create transient fluid flow, and since some of them are still active today or expected to repeat themselves within the next few million years, it implies that they should be considered for a correct understanding of the current functioning of groundwater systems and their future evolution.

Acknowledgements

The authors are grateful for financial support from the French National Radioactive Waste Management Agency (ANDRA), Electricité De France, Gaz De France and the Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire through the ECLIPSE II INSU Programme. We would also like to thank Ghislain de Marsily for constructive discussions, and Brendan Halleman for the review of the English text.

Bibliography

Antoine P, Lautridou J, Laurent M (2000) Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. Geomorphology 33: 183–207

Bard E, Hamelin B, Fairbanks R (1990a) U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. Nature 346: 456–458

Bard E, Hamelin B, Fairbanks R, Zindler A (1990b) Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. Nature 345: 405–410

Bjørlykke K, Høoeg K (1997) Effects of burial diagenesis on stresses, compaction and fluid flow in sedimentary basins. Mar Petrol Geol 14: 267–276

Bonnet S, Guillocheau F, Brun J, Van Den Driessche J (2000) Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. J Geophys Res 105: 19,273–19,288

Boulton G (1990) Sedimentation and sea-level change during glacial cycles and their control on glacimarine facies architecture. In: Scourse J (ed.), *Glacimarine Environments: Processes and Sediments*, vol. 53, pp. 15–52, Geol Soc London, Spec Publ

Burrus J (1997) Overpressure models for clastic rocks, their relation to hydrocarbon expulsion: A critical reevaluation. AAPG Mem 70: 35–63

Certes C, Escalier des Orres P, Goblet P, Levassor A, Marivoet J (1997) EValuation of Elements Responsible for the effective Engaged dose rates associated with the final STorage of radioactive waste: Everest project. Volume 2b: Clay formation, site in France and commmon conclusions on clay. Tech. rep., European Commission, 532 pp

Dewolf Y, Pomerol C (1997) Surfaces d'érosion polygéniques dans les formations cénozoïques du Bassin parisien. Bull Soc géol France 168: 473–482

Dowsett H, Cronin T (1990) High eustatic sea level during the middle Pliocene: evidence from the southeastern U.S. Atlantic Coastal Plain. Geology 18: 435–438

Fairbanks R (1989) A 17,000-year glacio-eustatic sea-level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. Nature 342: 637–642

Fourniguet J (1987) Géodynamique actuelle dans le Nord et le Nord-Est de la France. Apport des comparaisons de nivellements. Mém BRGM 127, 173 pp

Ge S, Garven G (1992) Hydromechanical modeling of tectonically driven groundwater flow with application to the Arkoma foreland basin. J Geophys Res 97: 9119–9144

Gonçalvès J, Violette S, Guillocheau F, Robin C, Pagel M, Bruel D, de Marsily G, Ledoux E (2004a) Contribution of a three-dimensional regional scale basin model to the study of the past fluid flow evolution and the present hydrology of the Paris basin, France. Basin Res 16: 569–586

Gonçalvès J, Violette S, Wendling J (2004b) Analytical and numerical solutions for alternative overpressuring processes: Application to the Callovo-Oxfordian sedimentary sequence in the Paris basin, France. J Geophys Res 109: B02110

Greenlee S, Moore T (1988) Recognition and interpretation of depositional sequences and calculation of sea-level changes from stratigraphic data – Offshore New Jersey and Alabama, Tertiary. In: Wilgus C, Hastings B, Kendall C, Posamentier H, Ross C, Van Wagoner J (eds.), *Sea-level changes: An integrated approach*, vol. 42 of *Special Publications*, pp. 329–353, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists

Gueutin P, Altmann S, Gonçalvès J (2005) Osmotic interpretation of overpressures in the Callovo-Oxfordian at the Bure site. This issue

Guillocheau F, Robin C, Allemand P, Bourquin S, Brault N, Dromart G, Friedenberg R, Garcia J, Gaulier J, Gaumet F, Grosdoy B, Hanot F, Le Strat P, Mettraux M, Nalpas T, Prijac C, Rigollet C, Serrano O, Grandjean G (2000) Meso-Cenosoic geodynamic evolution of the Paris basin : 3D stratigraphic constraints. Geodyn Acta 13: 189–246

Guyomard Y, Guillocheau F, Bonnet S, Violette S, Jost A (2005) Quantitative geomorphology in quantifying vertical motion in an inactive crust section: the case of the sedimentary basin of Paris, France. In prep

Heathcote J, Michie U (2004) Estimating hydrogeological conditions over the last 120 ka: an example from the Sellafield area, UK. J Geol Soc London 161: 995–1008

Huijzer B, Vandenberghe J (1998) Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and central Europe. J Quaternary Sci 13: 391–417

Jost A, Lunt D, Kageyama M, Abe-Ouchi A, Peyron O, Valdes P, Ramstein G (2005) High-resolution simulations of the last glacial maximum climate over Europe: a solution to discrepancies with continental palaeoclimatic reconstructions? Clim Dyn 24: 577–590

Le Roux J, Harmand D (1998) Contrôle morphostructural de l'histoire d'un réseau hydrographique : le site de capture de la Moselle. Geodyn Acta 11: 149–162

Ledoux E (1980) Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. Ph.D. thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris et Université Pierre et Marie Curie, Paris, 236 pp

Lericolais G (1997) Evolution plio-quaternaire du fleuve Manche : stratigraphie et géomorphologie d'une plate-forme continentale en régime périglaciaire. Ph.D. thesis, Université de Bordeaux I, 265 pp

Li Z, Conil S (2003) Transient response of an atmospheric GCM to North Atlantic SST anomalies. J Clim 16: 3993–3998

Luo X (1994) Modélisation des surpressions dans les bassins sédimentaires et des phénomènes associés. Ph.D. thesis, Université de Montpellier 2, Montpellier

Mol J, Vandenberghe J, Kasse C (2000) River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. Geomorphology 33: 131–148

Neuzil C (1995) Abnormal pressures as hydrodynamic phenomena. Am J Sci 295: 742–786

Neuzil C (2000) Osmotic generation of 'anomalous' fluid pressures in geological environments. Nature 403: 182–184

Neuzil C, Pollock D (1983) Erosional unloading and fluid pressures in hydraulically 'tight' rocks. J Geol 91: 179–193

Peyron O, Bégeot C, Heiri O, Magny M, Millet L, Ruffaldi P, Van Campo E, Yu G (2005) Late-Glacial climate changes in Eastern France (Lake Lautrey) from pollen, lake-levels, and chironomids. Quaternary Res 64: 197–211

Pomerol C (1978) Evolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'Actuel, en relation avec les régions avoisinantes. Geol Mijnbouw 57: 533–543

Sloan C, van Everdingen R (1988) Region 28, Permafrost region. In: Back W, Rosenshein J, Seaber P (eds.), *The Geology of North America*, vol. 0–2, Hydrogeology, chap. 31, pp. 263–270, Geol Soc Am

Tiedemann R, Sarnthein M, Shackleton NJ (1994) Astronomic timescale for the Pliocene δ^{18}O and dust records of Ocean Drilling Program Site 659. Paleoceanography 9: 619–638

Tóth J, Millar R (1983) Possible effects of erosional changes of the topographic relief on pore pressures at depth. Water Resour Res 19: 1585–1597

Van Vliet-Lanoë B (2000) Extension du pergélisol en Europe au Dernier Maximum Glaciaire (20 ka BP). Lettre pigb-pmrc 10: 38–43

Vandenberghe J (1993) Changing fluvial processes under changing periglacial conditions. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band 88: 17–28

Woo M, Winter T (1993) The role of permafrost and seasonal frost in the hydrology of northern wetlands in North America. J Hydrol 141: 5–31

Yokoyama Y, Lambeck K, De Deckker P, Fifield L (2000) Timing of the last glacial maximum from observed sea-level minima. Nature 406: 713–716

Zhou T, Li Z (2003) Simulation of the East Asian Summer Monsoon using a variable resolution atmopsheric GCM. Clim Dyn 19: 167–180

6.2 Sensibilité du modèle aux conditions limites

La mise en œuvre du modèle hydrogéologique tridimensionnel sur les cinq derniers millions d'années a démontré que :

1. les variations des conditions aux limites du système sont responsables de l'existence d'états hydrauliques transitoires dans les aquifères profonds et semi-perméables du bassin à l'actuel,
2. la persistance et l'intensité de ces effets dépendent fortement des paramètres hydrodynamiques, c'est-à-dire des perméabilités et du coefficient d'emmagasinement, qui déterminent le temps de dissipation des perturbations,
3. le système hydrodynamique garde mémoire des perturbations passées si leur période de retour est inférieure à leur temps de dissipation, la persistance des effets transitoires dépend donc également du scénario d'évolution temporelle des conditions aux limites,
4. les effets produits par chacune d'entre elles se cumulent ou s'annulent et le résultat global est ainsi fonction de l'intensité, de la continuité et de la fréquence de chaque signal.

En particulier, pour le jeu de paramètres dont nous disposons et selon la distribution temporelle des perturbations aux limites prescrite, il a été établi que les déséquilibres de pression simulés à l'actuel sont majoritairement attribués aux événements du dernier cycle glaciaire et parmi ceux-ci, au pergélisol des périodes glaciaires, à l'origine de charges transitoires plus faibles qu'en état permanent. Il en découle en particulier qu'il est pertinent de se focaliser en priorité sur le dernier cycle et ce, d'autant plus que les reconstructions paléoclimatiques et paléogémorphologiques disponibles pour ces époques récentes sont nettement plus précises.

Les principales interrogations en suspens ont désormais trait à la sensibilité du système hydrogéologique, et donc du modèle, aux différentes conditions aux limites qui lui sont imposées, dont on sait les incertitudes de représentation. Cette dernière section se propose d'aborder ces questions sur des exemples simples, limités au(x) dernier(s) cycle(s) glaciaire(s) et visant à évaluer indépendamment les impacts de chacune des conditions aux limites et de leur mode de représentation au besoin.

6.2.1 Variations de la recharge

Les efforts de quantification des paléorecharges des aquifères du bassin de Paris au cours de son évolution récente ont révélé les difficultés de la tâche. Des incertitudes de l'évaluation du forçage atmosphérique et du calcul du bilan hydrique sous des conditions climatiques contrastées découlent de larges gammes d'estimation des quantités infiltrées à chaque époque, dont il a été tenté de percevoir la variabilité au chapitre 4. Considérant le problème d'un point de vue dynamique, et nous souciant particulièrement des effets potentiels de long terme d'une alimentation évolutive sur l'état d'équilibre des hydrosystèmes souterrains, ce sont essentiellement des amplitudes de variations d'un état climatique à l'autre qu'il s'agit de discuter puisque ce sont elles qui contrôlent l'intensité de la pertubation imposée. Sur les derniers cycles glaciaires d'une périodicité de 100 ka, il est notamment possible de balayer les extrêmes, et de basculer d'une situation excédentaire en stade interglaciaire à une infiltration nulle dans les conditions d'aridité des maxima froids. La modélisation du pergélisol en tant que couvercle imperméable lors des stades glaciaires par le biais d'une annulation de la recharge illustre en fin de compte ce cas de figure extrême. Cette description du pergélisol sera rediscutée par la suite (section 6.2.4).

Seront donc considérées ici les fluctuations de la charge sous l'action de celles de la lame d'eau disponible pour l'écoulement souterrain. La variabilité de cette dernière est fonction du forçage climatique (cf. section 4.3). Au sein d'un même palier climatique, les barres d'erreur d'estimation peuvent atteindre les 65% pour les situations les moins contraintes (cycles climatiques de période 41 ka). Le pourcentage maximal de perte d'infiltration d'un palier à l'autre est du même ordre.

Afin d'appréhender l'impact de ces amplitudes de variation sur la charge, une simulation simple a été conduite sur le dernier cycle glaciaire. D'une durée de 115 000 ans, elle débute à l'issue de l'Eémien par le refroidissement consécutif à l'entrée en glaciation. Les fluctuations de la recharge adoptent en première approximation la variabilité d'une courbe isotopique (SPECMAP, Imbrie et al. 1984) — notons qu'il ne s'agit ici que d'un test, en vue de prendre en compte une variation continue de la recharge et non par palier. Au DMG, l'infiltration en entrée du système est diminuée de 40% par rapport au CTRL. Afin d'isoler la réponse hydrodynamique au signal d'une recharge évolutive, cette seule condition aux limites est considérée comme variable, toutes autres restant constantes par ailleurs. L'état initial est défini comme le régime permanent soumis aux conditions aux limites régnant en début

de cycle. Le pas de temps de calcul est raffiné à 100 ans. Pour comparaison, la même simulation a été répétée pour une baisse de 65% de l'infiltration au DMG (figure 6.7).

De ce test, deux constats : d'une part, le système répond naturellement à une diminution des quantités injectées par une baisse de charge généralisée, de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, soit une baisse de quelques pourcents à quelques dizaines de pourcents de la charge initiale. La réponse est fonction à la fois de l'ampleur de la fluctuation de la recharge et des paramètres hydrodynamiques, en particulier de l'effet amplificateur dû à la porosité (figure 6.7). Le système est donc sensible à l'intensité du signal d'entrée.

Cependant, les milieux qui enregistrent la réponse la plus significative en terme de baisse de charge sont aussi les plus réactifs hydrodynamiquement et la perturbation engendrée par la modulation de la recharge sera effacée d'autant plus vite. Seuls les milieux profonds ou peu perméables sont susceptibles d'en conserver la mémoire. Or les quelques mètres de variations de charge qu'ils affichent en réponse à la baisse de la recharge, soit quelques pourcents de la charge totale, n'engendrent à long terme qu'une perturbation très limitée, voire au-delà de la résolution du modèle numérique. Il en est de même pour tout effet cumulatif dû à la répétition de plusieurs cycles glaciaires-interglaciaires, puisqu'il ne s'exprime que pour de plus faibles diffusivités (section 6.1.4) et donc ne met en jeu que des différences de charge minimes.

Si les conséquences hydrodynamiques à long terme de la variabilité de la recharge ne sont pas significatives, le système y est cependant sensible. Ainsi toute caractérisation de paléorégimes d'écoulement dépend-elle fortement des conditions de recharge imposées. De même, dès qu'une chronique des flux transitant dans le système est requise, par exemple pour en déduire des vitesses d'écoulement d'après une distribution des traceurs environnementaux, ces conditions de recharge méritent d'être estimées avec plus de précision. Ce travail est une première avancée dans cette direction.

6.2.2 Variations eustatiques

Le second aspect abordé dans cette analyse de sensibilité concerne les variations eustatiques. Ainsi qu'il a pu être précisé préalablement (section 2.2.2), les fluctuations du niveau marin sont susceptibles d'affecter les gradients hydrauliques. Alors que le Pliocène se caractérise par de hauts niveaux marins, qui associés à des topographies peu prononcées se traduisent par une large emprise marine dans le bassin, les cycles climatiques qui s'en-

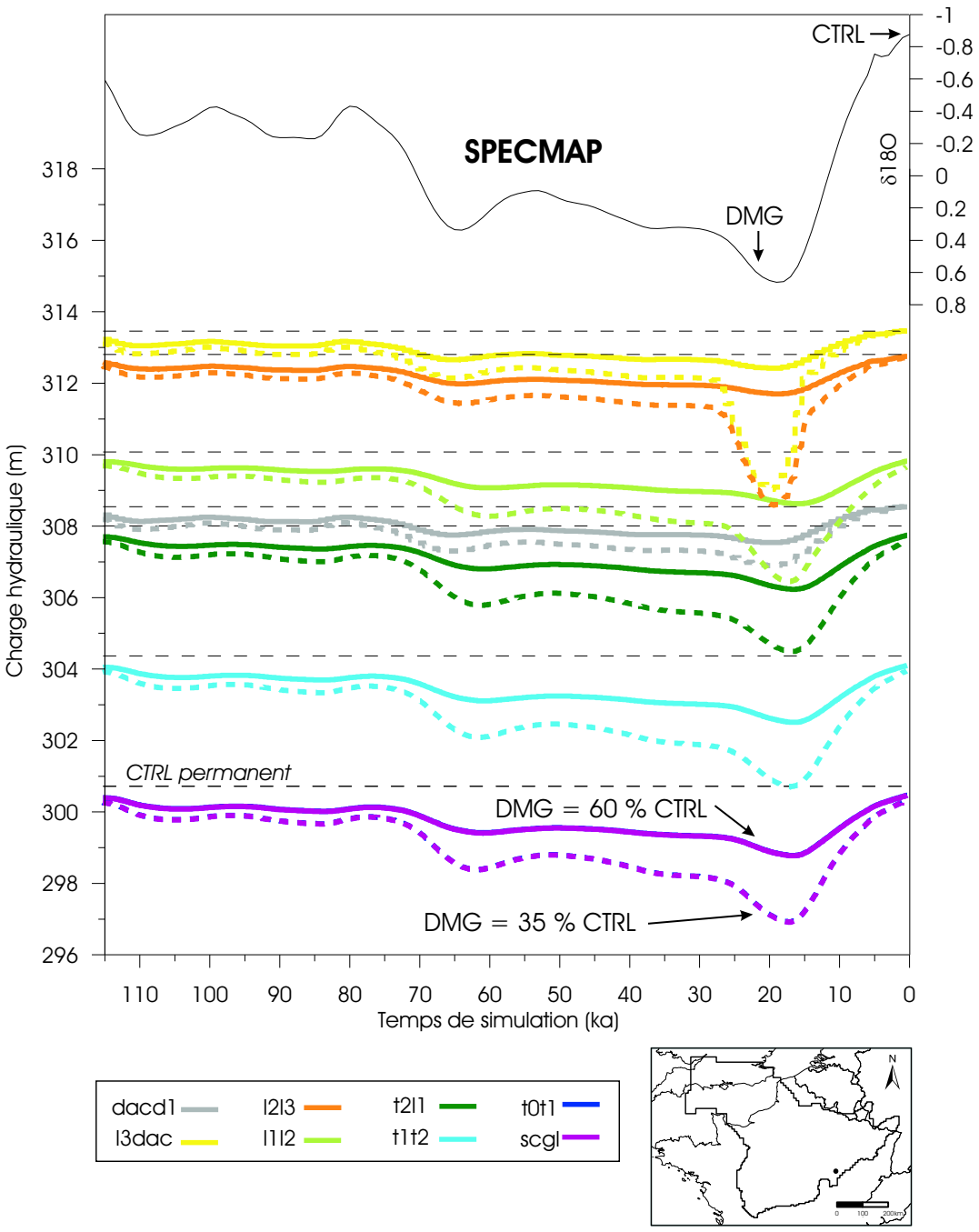


FIG. 6.7 – Réponse de la charge hydraulique (en m) aux seules fluctuations de la recharge le long d'un profil vertical, depuis le Dogger supérieur (dacd1) à l'affleurement jusqu'au Trias inférieur (scgl), au cours du dernier cycle glaciaire. La signification des indices est décrite par exemple en figure 5.4. Encart de situation géographique du point d'observation des charges simulées. Variations isotopiques de l'oxygène selon SPECMAP (Imbrie et al. 1984).

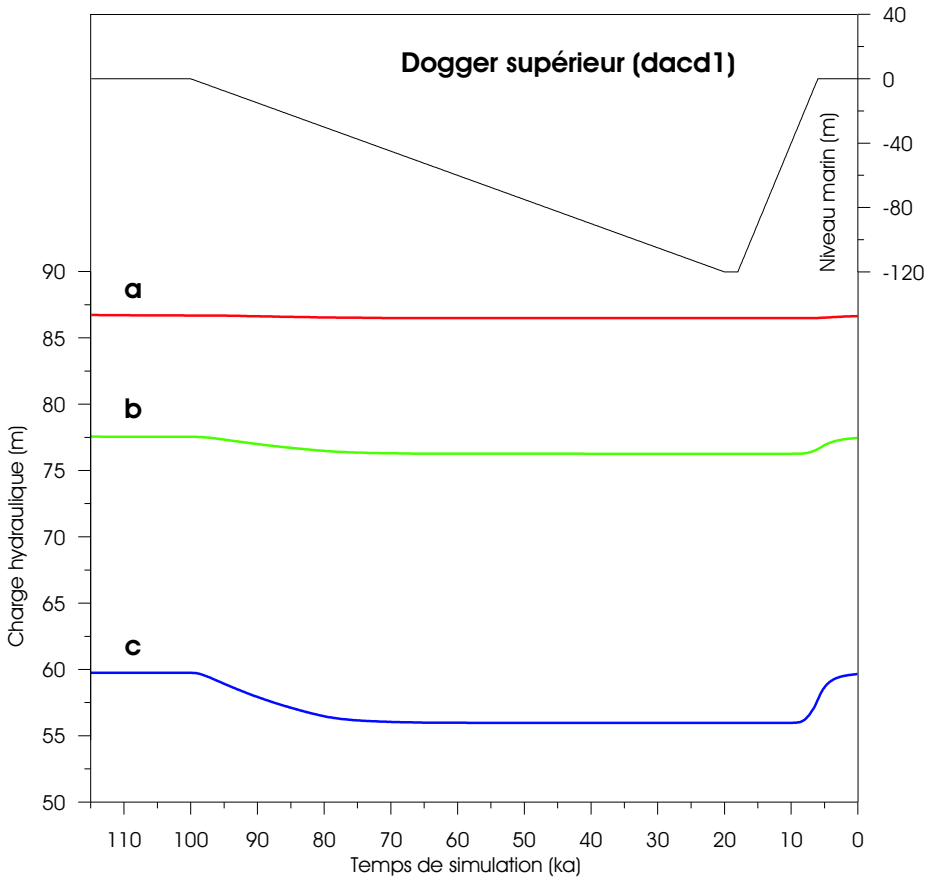
clenchent il y a environ 2,6 Ma entraînent une chute eustatique qui découvre la Manche à répétition.

Le scénario reconstruit sur cinq millions d'années ne reproduit que de façon très imparfaite la variabilité des fluctuations eustatiques, en particulier au cours du Pliocène, lorsque la durée des paliers à forçage climatique défini comme constant ne permet pas de la décrire avec précision. De plus, l'historique lui-même de ces variations reste sujet à discussion (Haq et al. 1987, Greenlee et Moore 1988, Bart 2001). Les reconstructions se font plus précises dès qu'elles s'intéressent au dernier cycle glaciaire, et plus particulièrement à la phase de remontée du niveau marin.

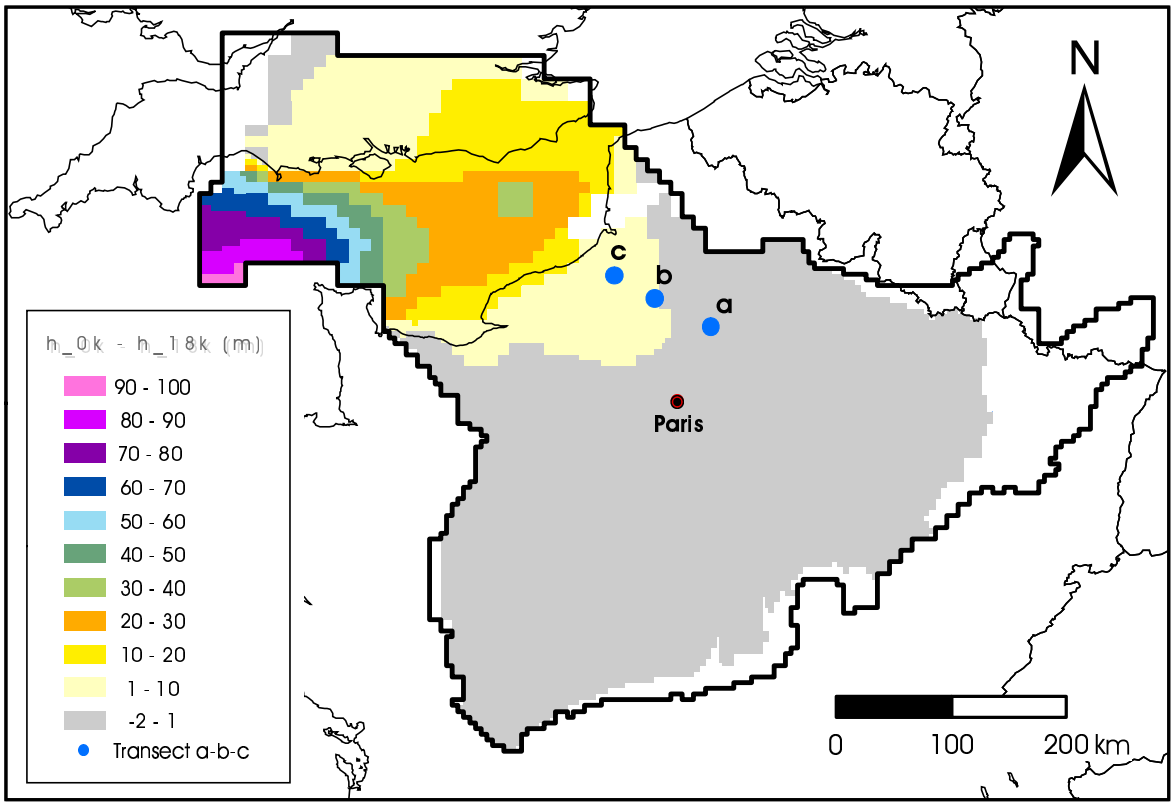
Aussi est-il ici proposé un zoom sur le dernier cycle glaciaire, afin d'analyser la réponse du système aquifère/aquitard à la variation maximale de niveau marin qu'il enregistre au cours des derniers millions d'années, soit environ 120 m. D'après le schéma proposé par Lambeck (1997) pour la marge atlantique française et les côtes de la Manche, la remontée s'effectue pour l'essentiel entre 18 et 6 ka, date à laquelle le niveau actuel est quasiment rétabli. Conformément aux variations eustatiques globales (Waelbroeck et al. 2002), la chute du niveau marin est plus progressive au cours de la glaciation. Une vitesse constante de 1,5 m par millénaire a été fixée, pour atteindre en 80 ka le bas niveau du Dernier Maximum Glaciaire (100-20 ka BP). Celui-ci est supposé maintenu entre 20 et 18 ka BP. La phase simulée couvre les 115 derniers ka, selon un pas de temps de 100 ans et débute donc par une période de stabilité similaire à l'actuel (115-100 ka BP) (figure 6.8(a)). Le niveau marin constitue la seule variable de ce test, les conditions actuelles étant par ailleurs imposées. Le régime permanent actuel tient donc lieu de conditions initiales.

Le suivi temporel des charges hydrauliques sur le bassin de Paris met en évidence la propagation de la perturbation, depuis l'exutoire de la fosse centrale de la Manche, en direction des côtes (actuelles). A la veille de la remontée, elle ne s'étend au maximum que sur une distance de 400 à 450 km (soit environ 100 km à l'intérieur des terres actuelles, au sud de l'Angleterre et dans la vallée de la Seine — les variations de charge hydraulique y sont inférieures à 10 m) (figure 6.8(b)). Le retour à l'équilibre est rapide et les effets transitoires, de faible intensité, liés aux variations eustatiques passées, s'estompent aujourd'hui et sont négligeables.

Cette courte analyse est intéressante en ceci qu'elle souligne l'importance de la dimension spatiale dans le processus de diffusion d'une perturbation transitoire (section 6.1.4). S'agissant d'un bassin dont le diamètre est de l'ordre de 600 km, le temps d'accommodation



(a) Réponse de la charge hydraulique (en m) aux variations eustatiques au cours du dernier cycle climatique, le long d'un transect dans le Dogger supérieur, d'amont (a) en aval (c). Localisation du transect ci-jointe (6.8(b)).



(b) Différence de charge (en m) entre l'actuel et le dernier pas de temps glaciaire de plus bas niveau marin (−120 m), soit 18 ka.

FIG. 6.8 — Réponse du système souterrain aux variations eustatiques : exemple du Dogger supérieur (dacd1) et des 115 derniers ka.

du système à la chute de son niveau de base est largement inférieur à la durée effective de la perturbation. A l'échelle des derniers cycles glaciaires-interglaciaires, l'impact des variations eustatiques apparaît ainsi modéré.

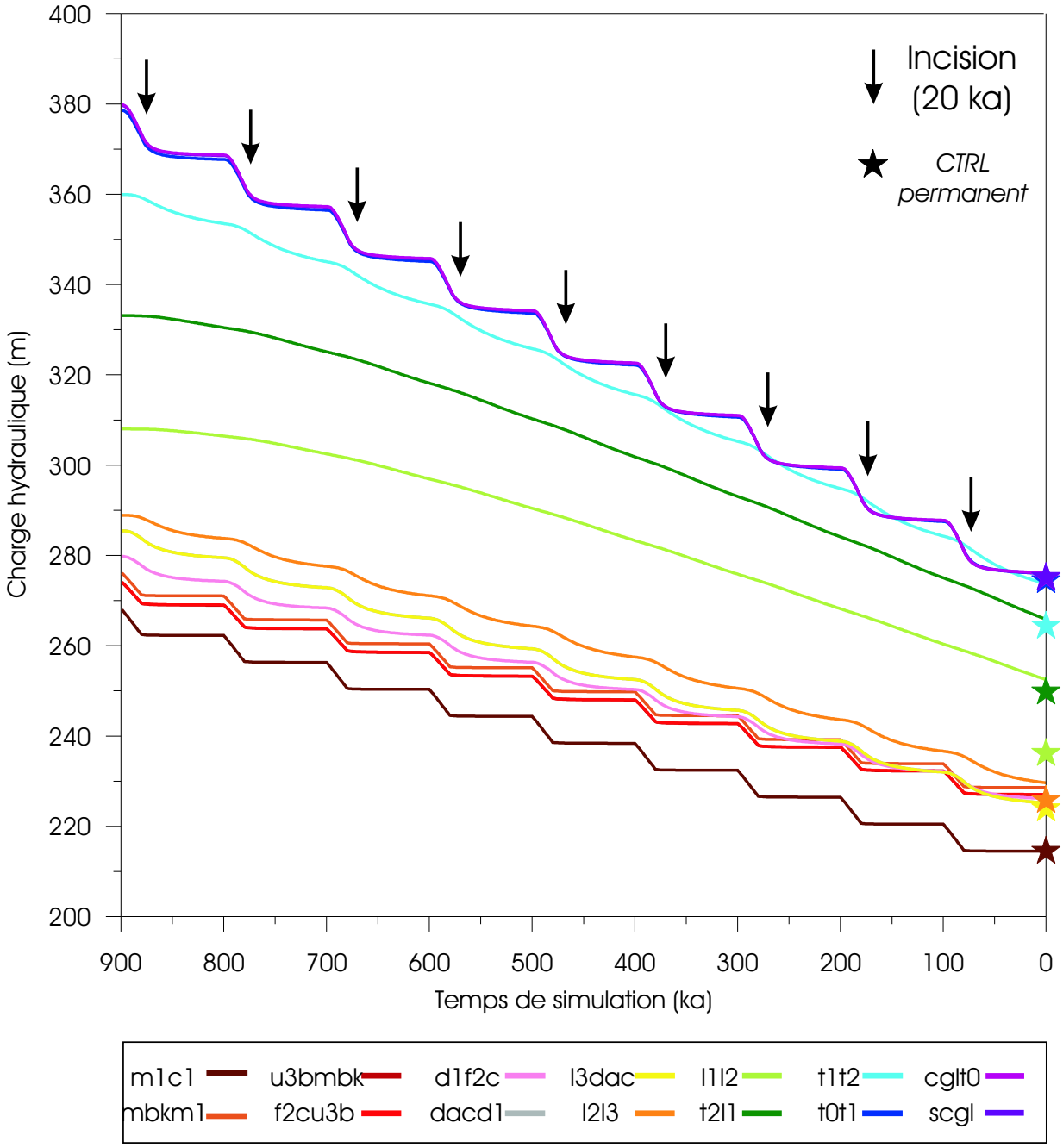
6.2.3 Impacts géomorphologiques

L'évolution récente s'effectue sous l'action conjointe de la surrection et de l'incision. Il est choisi de s'intéresser plus particulièrement aux impacts à long terme de l'incision. En effet, ce signal mérite d'être étudié plus en détail dans la mesure où les travaux antérieurs ont pu mettre en évidence qu'il est source de surpressions dans les milieux peu perméables (Gonçalvès et al. 2004c). L'incision agit donc a priori de façon opposée par rapport à l'évolution générale du système observée jusqu'à présent.

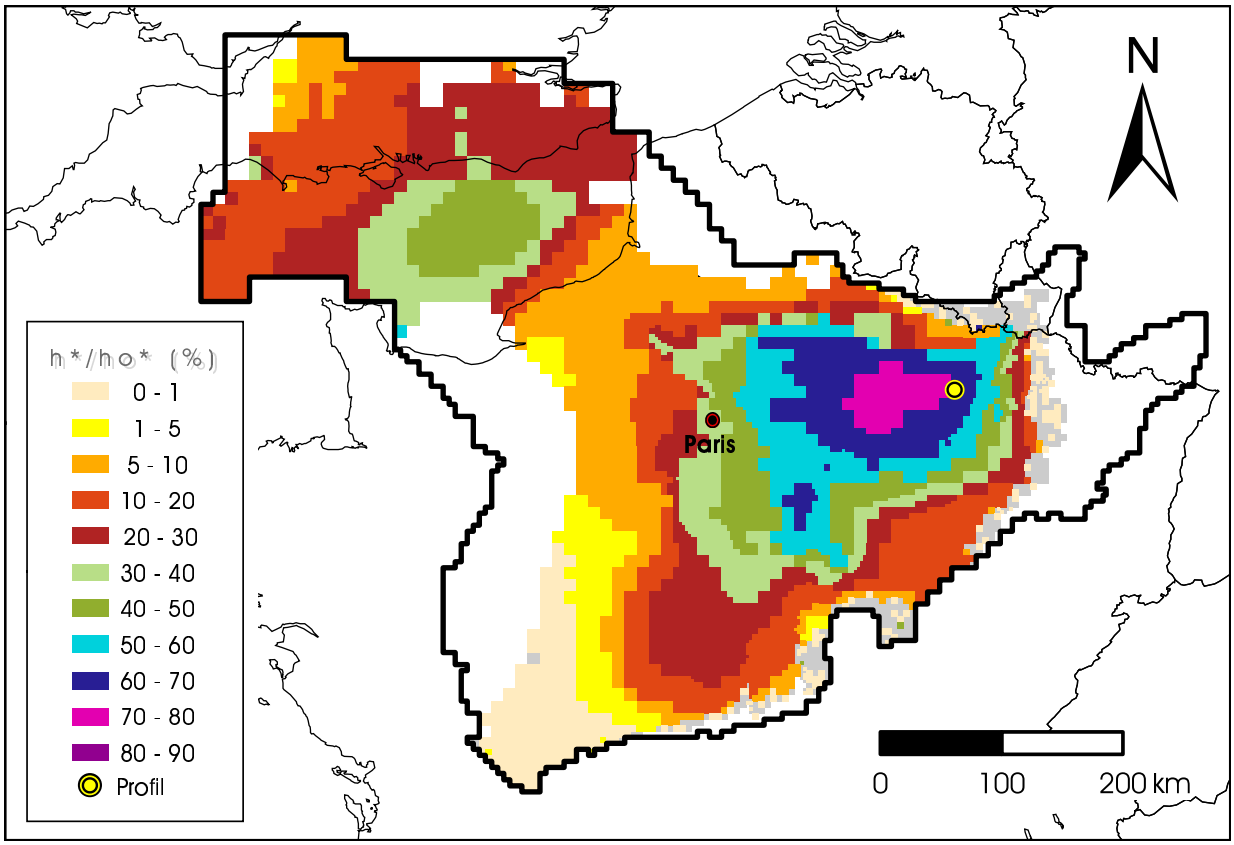
La quantification des impacts hydrodynamiques de l'incision a été recherchée à l'aide d'une simulation couvrant les neuf derniers cycles glaciaires et pour laquelle ce seul processus est responsable des variations aux limites du système, selon les taux et le découpage temporel établis précédemment. Il en résulte qu'à l'issue de chaque phase d'incision, les baisses de charge consécutives à celles des cotes de drainage ne sont que de quelques mètres. En effet, le maximum d'incision enregistré au cours d'un événement n'excède pas les 10 m (Meurthe, Cordier et al. 2004) et se situe plutôt aux alentours de 5-6 m. De plus, à un signal d'intensité somme toute assez limité en terme de pourcentage de la charge totale, se superpose l'effet d'un temps de dissipation long (75 ka) comparé aux diffusivités hydrodynamiques les plus faibles (section 6.1.4). Ainsi le système ne conserve-t-il qu'une mémoire minime à l'actuel de ces perturbations antérieures, qui interdit tout cumul d'un cycle à l'autre.

En revanche, cet effet cumulatif se fait sentir dès que les diffusivités hydrodynamiques sont diminuées d'un ordre de grandeur. Le système conserve alors la mémoire des épisodes d'incision successifs. Comparativement au régime permanent actuel, les charges calculées à l'issue de la simulation transitoire sont supérieures, d'au maximum une vingtaine de mètres, dans les milieux les plus imperméables (Lias inférieur) (figure 6.9(a)). En terme de pourcentage, ceci représente cependant jusqu'à 80% de la différence de charge entre l'état actuel permanent et le premier pas de temps post-incision (figure 6.9(b)).

Une fois de plus, cette analyse souligne la forte dépendance aux paramètres hydrodynamiques. Les effets transitoires induits par la brusque variation des cotes de drainage ne



(a) Réponse de la charge hydraulique (en m) aux étapes de creusement successives des 9 derniers cycles climatiques, pour un jeu de paramètres dont les diffusivités hydrauliques verticale et horizontale ont été diminuées d'un ordre de grandeur. Les valeurs des paramètres initiaux sont indiquées en table 6.1. Localisation du profil ci-jointe (6.9(b)).



(b) Distribution des différences de charge (h^*) entre régime transitoire et régime permanent à l'actuel, en pourcentage du dernier maximum de perturbation (ho^*).

FIG. 6.9 — Réponse du système souterrain aux forçages géomorphologiques : cas de l'incision des 900 derniers ka.

persistent que pour de faibles diffusivités hydrauliques. Il apparaît également important de dater avec précision les phases d'incision puisque cela conditionne le temps disponible pour la dissipation des perturbations. En ce sens, les travaux de datation des dépôts interglaciaires encadrant les événements incisifs (cf. section 1.3.3) devraient permettre d'affiner la fenêtre temporelle considérée.

6.2.4 Dynamique du pergélisol

Le dernier aspect abordé, et non le moindre, porte sur le pergélisol. En effet, le déséquilibre de l'état hydrodynamique du système à l'issue de son évolution transitoire lui a été attribué (section 6.1.4). Ceci est confirmé lorsque seul est pris en compte ce signal, dans une simulation ne portant que sur les derniers 900 ka. Les champs hydrauliques obtenus à l'issue de l'évolution transitoire sont alors similaires aux résultats finaux de la simulation complète sur cinq millions d'années.

Pour des diffusivités hydrauliques diminuées d'un ordre de grandeur, un effet mémoire cumulé sur chaque cycle se traduit par une baisse progressive de la charge dans les milieux peu perméables. La décroissance de la charge s'atténue peu à peu et le système converge vers un nouvel état d'équilibre (figure 6.10). Ceci est d'importance lorsque de tels impacts sont recherchés dans le futur. Il devient ainsi indispensable de considérer l'évolution passée du système de façon à prendre en compte les effets préalables des cycles antérieurs passés.

6.2.5 Caractérisation du pergélisol

Il subsiste cependant de fortes incertitudes relatives à la modélisation proprement dite du pergélisol. Il en a déjà été souligné la simplicité (sections 2.3 et 6.1.4). En effet, d'une part le pergélisol n'a pas été explicitement modélisé et seules ses conséquences supposées en terme d'infiltration ont été décrites. D'autre part, il a été considéré à la fois continu spatialement sur l'ensemble du bassin et temporellement sur un large intervalle.

Dans la mesure où ses impacts simulés sur l'hydrodynamique du système sont dominants, il convient tout de même de s'interroger sur la façon dont le pergélisol est modélisé. Il semble que le système souterrain y soit particulièrement sensible. Par exemple, si au lieu d'être autorisé en tout point du domaine, le drainage est considéré comme nul, la différence de charge entre l'état actuel transitoire et le permanent dans les semi-perméables ou les aquifères profonds en est diminuée de moitié. Ceci ne s'applique qu'aux valeurs absolues de

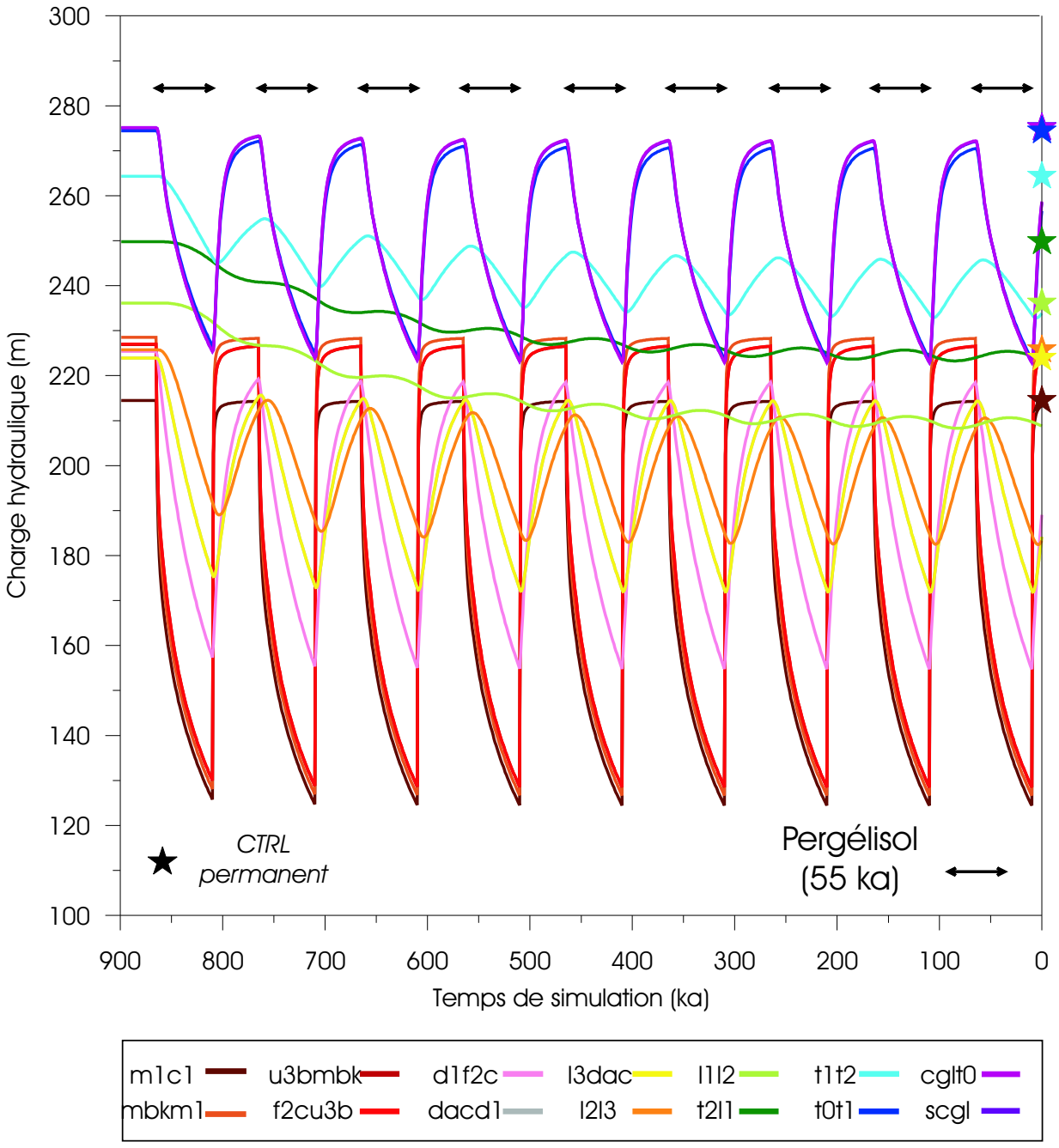


FIG. 6.10 – Réponse de la charge hydraulique (en m) aux occurrences successives d'un pergélisol au cours des 9 derniers cycles climatiques, pour un jeu de paramètres dont les diffusivités hydrauliques verticale et horizontale ont été diminuées d'un ordre de grandeur. Les valeurs des paramètres initiaux sont indiquées en table 6.1. Localisation du profil en figure 6.9(b).

la charge et non en terme de pourcentage de la perturbation maximale. Cependant moins les effets transitoires liés au pergélisol seront intenses, plus les effets opposés, tels ceux de l'incision, deviendront concurrentiels.

L'étape suivante à mettre en œuvre consiste ainsi à se rapprocher d'une représentation plus réaliste du pergélisol, de même qu'à rendre compte des processus associés au gel/dégel du sol, en particulier l'événement de débâcle, lorsque l'eau stockée dans le souterrain sous forme de glace est brutalement libérée et peut contribuer à une remontée brutale des niveaux piézométriques. Ceci suppose donc à la fois une reconstruction précise de l'évolution temporelle et spatiale du pergélisol, fondée sur l'analyse numérique et les données périglaciaires, et une réflexion sur la physique du phénomène.

Concernant le premier point, on s'attachera en particulier à définir :

1. *l'occurrence du pergélisol au cours d'un cycle glaciaire*, de façon à évaluer l'intensité de la perturbation qu'il peut engendrer et le temps disponible pour la dissipation. Il s'agit aussi de tenir compte des fluctuations climatiques rapides en période glaciaire et de les confronter à la dynamique du pergélisol. En effet, un des caractères marquants de la variabilité climatique des derniers 100 ka est l'alternance de périodes chaudes et froides (événements de Dansgaard-Oeschger), d'une durée de 1 à 3 ka dont l'amplitude atteint presque celle d'une transition glaciaire-interglaciaire et dont l'enregistrement en domaine continental est aujourd'hui attesté (Sánchez-Goñi et al. 2002, Genty et al. 2003). Or un pergélisol peu épais peut fondre en 500 (Lebret et al. 1994, 1996) à 2 000 ans (Delisle 1998). De ce fait, on peut s'interroger sur le caractère effectivement continu dans le temps du pergélisol.
2. *la profondeur du pergélisol* : une modélisation plus réaliste du pergélisol passe par l'attribution de propriétés hydrodynamiques modifiées en conséquence dans les couches concernées. Ceci suppose d'en connaître la profondeur. Des travaux en ce sens sont actuellement en cours dans le cadre du programme ECLIPSE II « *Quantification de l'impact des forçages climatiques/anthropiques passés et futurs sur les circulations dans le bassin de Paris* ». Ils mettent en jeu le modèle 3D NEWBAS, précédemment utilisé pour reconstruire l'histoire thermique du bassin de Paris, désormais affinée aux phases les plus récentes de son évolution. Les températures simulées par le LMDZ au Dernier Maximum Glaciaire peuvent fournir des conditions aux limites régionalisées en surface, à interpoler sur une courbe climatique haute résolution. A terme, une vision tridimensionnelle de l'extension du pergélisol, aussi bien en surface qu'en

profondeur, est attendue, prenant en compte aussi bien l'hétérogénéité spatiale des lithologies que celle des paramètres climatiques.

3. *l'extension spatiale du pergélisol et sa nature continue ou discontinue*, dont le caractère controversé a déjà été relevé (section 2.2). L'hypothèse de continuité est forte dans la mesure où elle restreint fortement les possibilités de recharge des aquifères profonds aux seuls taliks, fenêtres non gelées pénétrant le pergélisol. L'absence d'indices périglaciaires dans les fonds de vallées semblerait d'ailleurs indiquer que le pergélisol épais et continu n'a colonisé que les plateaux. L'existence de drains actifs pendant les phases de pergélisol dans les principales vallées du bassin est ainsi plausible.

Extension spatiale du pergélisol et modèles climatiques :

A ce sujet, notons au passage qu'il est possible d'estimer l'étendue du pergélisol à partir des simulations climatiques. En effet, l'indice climatique, dit « relative severity index », proposé par Nechaev (1981), permet d'en établir le diagnostic. Cet indice I est calculé en fonction des moyennes mensuelles des températures de l'air en ^{o}C de janvier (T_{jan}) et juillet (T_{jul}) comme suit :

- si T_{jan} et T_{jul} sont négatifs ou nuls alors I = -999
- si $T_{jan} \leq 0 < T_{jul}$ alors $I = \frac{T_{jan}}{T_{jul}}$
- si T_{jan} et T_{jul} sont strictement positifs, $I = 999$.

Les seuils de valeur suivants ont été déterminés empiriquement : le pergélisol est continu quand $I \leq -2$, et discontinu ou sporadique lorsque $-2 < I < -1$. Par comparaison à la distribution actuelle du pergélisol (Zhang et al. 1999), la méthode est capable d'en reproduire les traits généraux à partir des sorties des modèles climatiques, notamment en terme d'extension latitudinale, même si des désaccords régionaux sont localement possibles. Elle a été appliquée aussi bien pour caractériser des paléo-pergélisols (Demchenko et al. 2001, Poutou 2003) que pour en prédire l'extension future en lien avec le réchauffement (Mokhov et al. 2002).

Il est apparu intéressant de réaliser un diagnostic du pergélisol grâce à cet indice à partir des simulations LMDZ de CTRL et du Dernier Maximum Glaciaire, la haute résolution offrant la possibilité d'une description spatiale plus précise, notamment en ce qui concerne les étendues intermédiaires discontinues. A l'actuel, le biais chaud du modèle (cf. section 3.1.2) se traduit par une extension trop limitée du pergélisol dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord par rapport aux observations. L'extension du pergélisol au

Dernier Maximum Glaciaire est donc calculée à partir de températures corrigées de ce biais par soustraction de la différence entre les températures simulées au CTRL et les observations CRU (New et al. 1999). Les résultats pour l'Europe sont proposés en figure 6.11. Un pergélisol discontinu s'étend au nord de la France, le long des côtes jusqu'en Bretagne, couvrant également la Manche et le sud de l'Angleterre. Il se prolonge à l'intérieur des terres en Europe de l'Est. Il est présent dans le Massif Central et continu dans les Alpes.

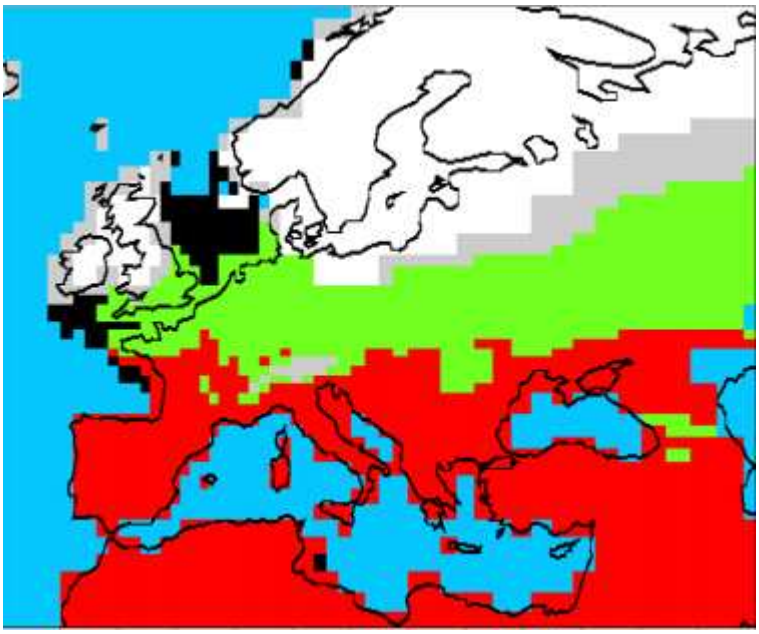


FIG. 6.11 – Distribution du pergélisol en Europe, calculée d'après le « relative severity index » (Nechaev 1981) appliqué aux résultats des simulations LMDZ pour le DMG. En blanc, les calottes glaciaires ; en gris, le pergélisol continu ; en vert, le pergélisol discontinu ; en rouge, les terres, en bleu ; la mer.

Sachant que les températures simulées, même corrigées du biais chaud du CTRL ne reproduisent pas le refroidissement enregistré par les données paléoclimatiques (section 3.2), il est probable que les limites continu/discontinu et discontinu/absent se soient situées à des latitudes plus méridionales. Cette erreur d'estimation devra être prise en compte dès lors que ces champs de température simulés au DMG seront utilisés pour prédire la profondeur du pergélisol.

De plus, la distribution spatiale ici mise en avant se rapproche des observations de Huijzer et Vandenberghe (1998) par son organisation selon un gradient N-S conformément au gradient de température plus marqué dans cette direction lors des périodes glaciaires.

L'influence océanique, responsable d'un gradient E-W et de l'amenuisement du pergélisol à proximité des côtes, évoquée par Van Vliet-Lanoë (1999, 2000), n'est ici pas reproduite.

6.2.6 Essai de modélisation

Pour conclure, un essai de modélisation « naturaliste » du pergélisol est proposé pour le dernier cycle glaciaire, sur la base d'un scénario construit d'après les données de la littérature. Il s'agit d'un premier pas vers une description plus physique de ce processus, en vue de développements ultérieurs et dans l'attente des résultats de la modélisation tridimensionnelle de l'évolution de sa répartition spatiale et temporelle dans le bassin, évoquée ci-dessus. Ce scénario s'appuie ainsi sur les hypothèses suivantes :

1. une extension spatiale et une répartition entre pergélisol continu et discontinu lors des extremums froids selon la carte proposée par Van Vliet-Lanoë (1999, 2000) pour le Dernier Maximum Glaciaire, discrétisée sur la grille du modèle, soit une hypothèse forte en terme d'extension maximale du pergélisol (figure 6.12) ;
2. une profondeur qui évolue de 30 à 120 m en cas de pergélisol continu épais au cours du cycle, gouvernée par l'intensité estimée du refroidissement, et diminuée de moitié en cas de pergélisol continu, voire du quart s'il est discontinu. Cette gamme de profondeur est pour l'instant fixée arbitrairement, selon l'ordre de grandeur des estimations moyennes pour le bassin (Lebret et al. 1994, 1996, Courbouleix et al. 1998) ;
3. une évolution temporelle découpée selon les principaux stades climatiques du dernier cycle, en fonction des conditions climatiques et d'après les estimations des auteurs relatives à la présence de pergélisol et à son caractère continu/discontinu (Van Vliet-Lanoë 1989, 1996, 1998, Vandenberghe et Pissart 1993, Isarin 1997, Huijzer et Isarin 1997, Huijzer et Vandenberghe 1998, Renssen et Vandenberghe 2003, van Huissteden et al. 2003) : la première phase de croissance débute au Pléniglaciaire inférieur (stade isotopique OIS 4, 75-61 ka), suivie d'un Pléniglaciaire moyen (stade OIS 3) généralement plus doux, mais présentant une phase de froid plus intense en son centre ($\sim$41-35 ka). La seconde phase de croissance, qui expérimente un refroidissement maximal, couvre le Pléniglaciaire supérieur (27-13 ka, stade OIS 2). Le pergélisol disparaît au Tardiglaciaire, lors du réchauffement rapide qui conduit au régime interglaciaire de l'Holocène. Aux alentours de 12-10 ka, le Dryas récent recrée des conditions périglaciaires favorables à un dernier retour ponctuel du pergélisol ;

4. la présence d'un pergélisol modifie les propriétés hydrodynamiques des formations concernées en fonction de l'épaisseur gelée, selon le schéma proposé par Certes et al. (1997) dans le cadre d'une modélisation similaire réalisée sur le bassin de Paris. La transmissivité T appliquée est alors la somme du produit de la perméabilité du sol gelé k_{zg} par l'épaisseur gelée e_g et du produit de la perméabilité initiale k_{zi} par l'épaisseur non gelée e si l'ensemble de la couche n'est pas gelé dans sa totalité :

$$T = k_{zg} * e_g + k_{zi} * e$$

avec k_{zg} égal à 10^{-10} m.s^{-1}. Le même type de condition s'applique à la porosité effective des aquifères aux affleurements (10^{-3}). La perméabilité verticale suit une loi de composition harmonique :

$$\frac{e_g}{k_{vg}} + \frac{e}{k_{vi}} = \frac{e_g + e}{k_v}$$

avec k_{vg} égal à 10^{-10} m.s^{-1} ;

5. sous conditions de pergélisol, des taliks pérennes sont susceptibles de drainer le pergélisol. Ils se localisent le long des axes principaux du réseau hydrographique, soit pour une cote de drainage inférieure à 25 m.

Le scénario ainsi construit est résumé en figure 6.13.

Les résultats de ce dernier essai de modélisation sont présentés en figure 6.13 pour un profil vertical situé à l'est du bassin. L'imperméabilisation des terrains en surface due à la présence d'un pergélisol conduit à un drainage progressif des aquifères et une réduction des gradients hydrauliques horizontaux. Conformément aux résultats acquis précédemment dans le scénario simplifié, la charge s'ajuste rapidement aux perturbations imposées dans les niveaux aquifères de surface et son évolution temporelle reproduit fidèlement les fluctuations climatiques prescrites. En revanche, le signal est atténué et lissé dans les couches profondes peu perméables. Les temps de mise à l'équilibre sont alors suffisamment longs pour que le système n'enregistre que la tendance générale au refroidissement du dernier cycle glaciaire, se traduisant par une baisse généralisée et progressive des charges hydrauliques. La variabilité haute résolution en entrée du système est alors filtrée.

Comparativement aux modélisations précédemment effectuées, l'intensité de la variation de la charge hydraulique en réponse au forçage de type pergélisol est fortement modérée (inférieure à 20 m). Il en résulte en particulier que les anomalies de pression conservées à

TAB. 6.1 – Diffusivités hydrauliques initiales le long du profil vertical localisé en figure 6.9(b), du Dogger au Trias. Ces valeurs ont été divisées par 10 en figures 6.9 et 6.10.

Couche	Dh $[m^2.s^{-1}]$	Dv $[m^2.s^{-1}]$
Portlandien (m1c1)	$4{,}2.10^{-2}$	$3{,}8.10^{-5}$
Kimméridgien (mbkm1)	$5{,}6.10^{-5}$	$3{,}3.10^{-6}$
Lusitanien (u3bmbk)	$3{,}9.10^{-2}$	5.10^{-5}
Lusitanien (f2cu3b)	$1{,}7.10^{-1}$	$5{,}6.10^{-5}$
Callovo-Oxfordien (d1f2c)	$1{,}3.10^{-5}$	$7{,}8.10^{-7}$
Dogger (dacd1)	$9{,}3.10^{-3}$	$8{,}3.10^{-5}$
Dogger (l3dac)	$3{,}4.10^{-2}$	$9{,}4.10^{-5}$
Toarcien (l2l3)	$1{,}7.10^{-6}$	$1{,}4.10^{-7}$
Lias inférieur (l1l2)	$1{,}8.10^{-6}$	$1{,}5.10^{-7}$
Rhétien (t2l1)	$2{,}1.10^{-6}$	$1{,}7.10^{-7}$
Keuper basal (t1t2)	8.10^{-7}	$1{,}2.10^{-7}$
Muschelkalk (t0t1)	$2{,}6.10^{-6}$	$2{,}1.10^{-7}$
Buntsandstein (cglt0)	$8{,}5.10^{-3}$	$8{,}5.10^{-6}$
Buntsandstein (scgl)	$1{,}4.10^{-1}$	$2{,}2.10^{-4}$

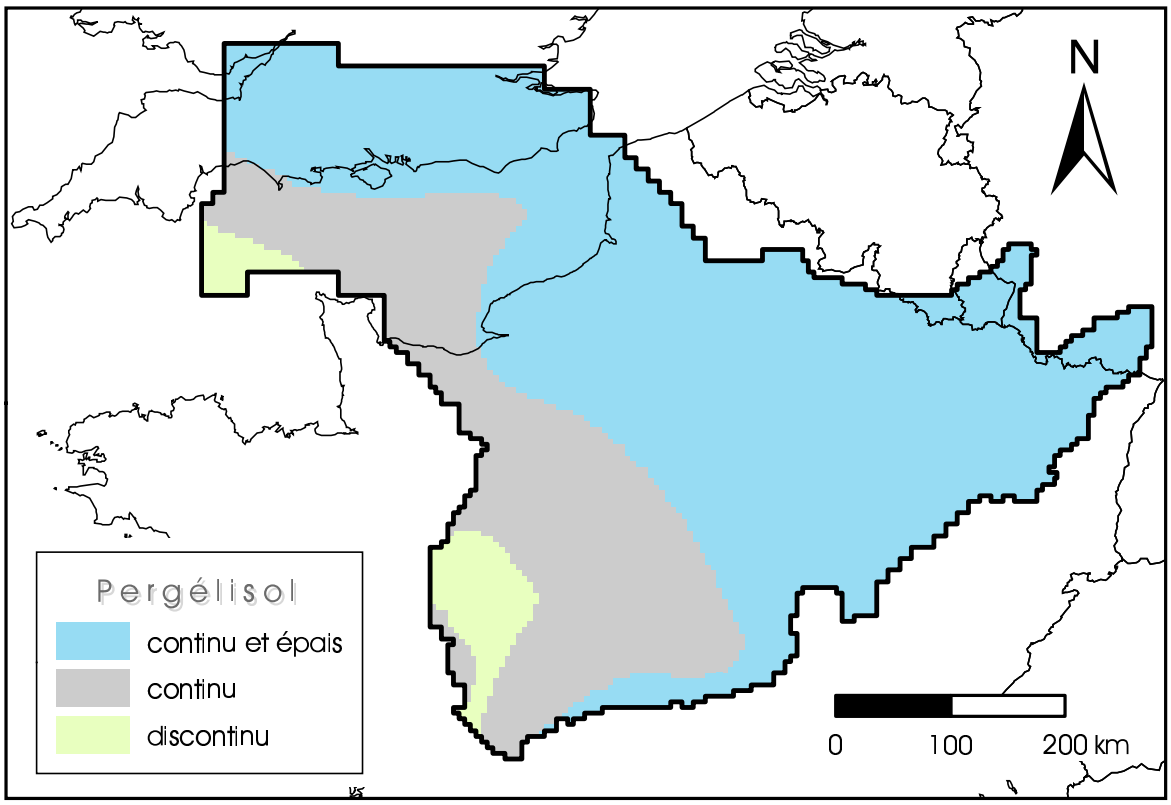


FIG. 6.12 – Distribution du pergélisol sur le Bassin de Paris au DMG, extraite de la carte reconstruite par Van Vliet-Lanoë (1999, 2000).

l'actuel sont beaucoup plus faibles en valeurs absolues (inférieures à 10 m). La prédominance du signal lié au pergélisol dans le champ de pressions actuel peut alors être remise en question.

En conclusion, s'il est clair que le système actuel n'est probablement pas à l'équilibre avec le climat et la topographie actuelles, la description des anomalies issues de l'évolution transitoire du système sous l'action de conditions aux limites évolutives, par rapport au régime permanent actuel, dépend fortement des scénarios d'évolution reconstruits vis-à-vis desquels le système montre une grande sensibilité.

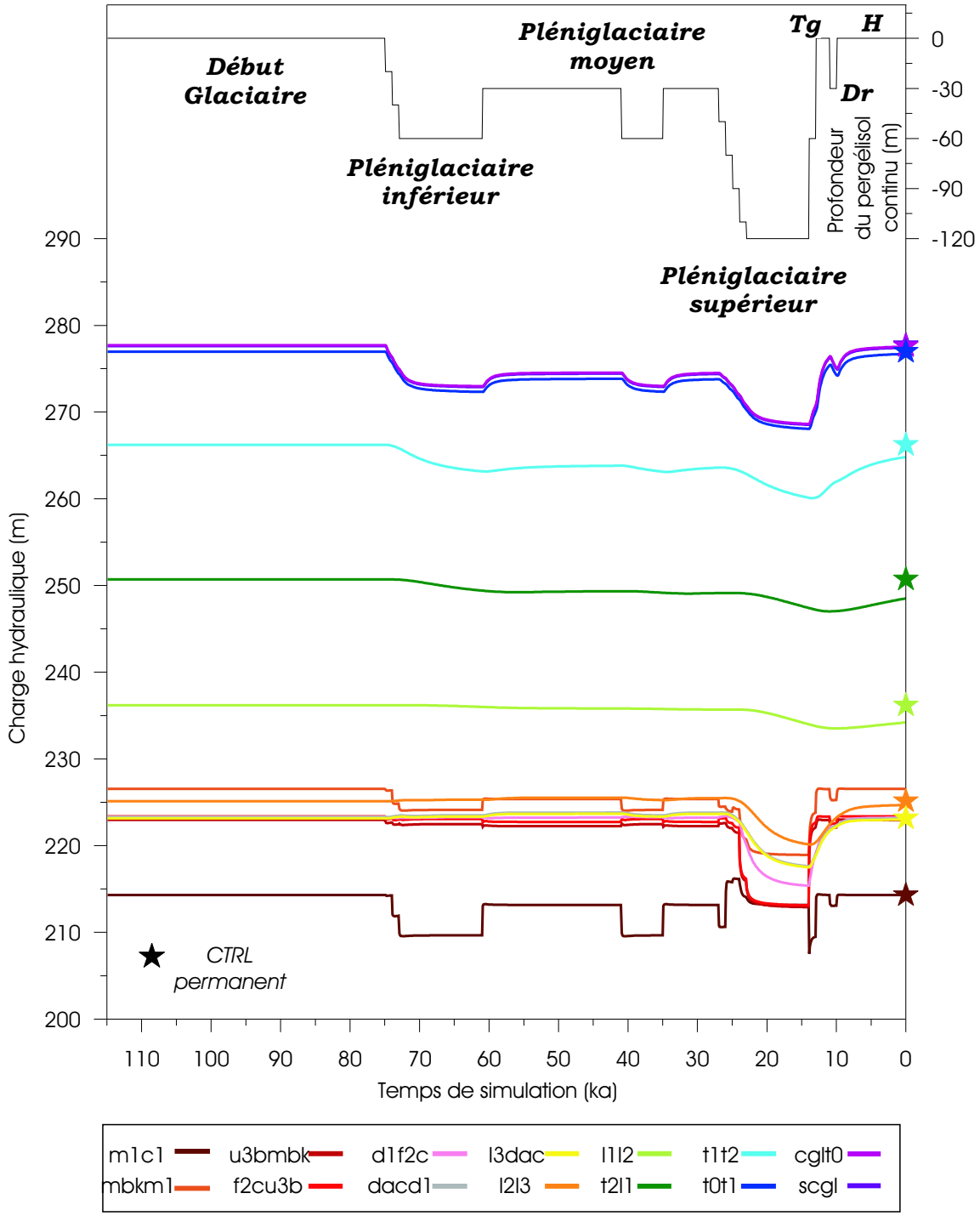


FIG. 6.13 – Scénario d'évolution du pergélisol lors du dernier cycle climatique et réponse hydrodynamique : fluctuations de la charge (en m) pour le profil défini précédemment (figure 6.9(b)) dont les paramètres hydrodynamiques sont définis en table 6.1. Tg : Tardiglaciaire, Dr : Dryas récent, H : Holocène.

6.3 Conclusion et perspectives

La caractérisation des forçages paléoclimatiques et paléogéomorphologiques des cinq derniers millions d'années à l'échelle d'un vaste bassin sédimentaire a permis d'en tester les conséquences sur l'hydrodynamique du système aquifère/aquitard et de suivre au cours du temps l'évolution des conditions d'écoulement. Un accent particulier a été mis dans l'étude des perturbations induites par les conditions géodynamiques et climatiques passées et de leurs possibles répercussions sur les conditions d'écoulement actuelles.

L'évolution du régime hydrogéologique sous l'action conjuguée des variations climatiques, de la surface topographique et du niveau marin caractéristiques du Plio-Quaternaire a été modélisée au cours d'une simulation transitoire, bâtie sur une gestion dynamique des conditions aux limites du système.

Des différents facteurs susceptibles d'affecter la charge hydraulique, la recharge semble avoir le plus d'impact, lorsqu'elle s'annule suite à la mise en place d'un pergélisol. Les modifications de la topographie sont de plus faible intensité alors que les fluctuations du niveau marin produisent de courts effets transitoires qui se concentrent à proximité des zones côtières.

Les résultats font apparaître que la charge s'ajuste rapidement aux modifications de ses conditions aux limites dans les aquifères. Les temps de mise à l'équilibre sont en revanche beaucoup plus longs dans les formations les moins perméables, de l'ordre de plusieurs dizaines de milliers d'années, en fonction de la diffusivité hydraulique. Les stades interglaciaires des derniers cycles climatiques, d'une durée de l'ordre de 10 ka, sont alors suffisamment courts pour ne pas permettre l'établissement d'un régime permanent. Aujourd'hui, le système n'est donc probablement pas à l'équilibre avec le climat et les conditions de surface actuels et son état transitoire est une conséquence des intervalles glaciaires antérieurs. Le cumul des perturbations passées n'est possible que si leur période de retour est courte ou pour de plus longs temps caractéristiques de dissipation. Dans ces situations, la mémoire du système peut couvrir le dernier million d'années. Au-delà, les modifications des conditions aux limites engendrées par des fluctuations plus modérées de la recharge, du niveau marin et de la topographie sont d'intensité trop faible pour se répercuter à long terme. D'autre part, les temps de réponse du système dans les milieux peu perméables sont tels qu'ils n'enregistrent principalement que les variations climatiques de long terme, soit la cyclicité de période 100 ka, et sont peu sensibles aux événements climatiques rapides.

Ainsi la représentation actuelle du système par le biais d'un régime permanent n'apparaît pas réaliste. Cependant, les champs de charge hydraulique résultats de l'évolution transitoire du système sont à considérer avec précaution et ce, pour deux raisons principales. D'une part, parce qu'ils sont fortement dépendants des paramètres hydrodynamiques mis en jeu et que l'évaluation de notre modèle, en l'absence de prise en compte des forçages anthropiques sur les pas de temps les plus récents de l'évolution du système, se heurte au manque de données de validation. D'autre part, parce qu'il a été démontré que la sensibilité du système souterrain aux scénarios de variations des conditions aux limites n'est pas négligeable, or ceux-ci sont sujets à de larges incertitudes.

Les changements de distribution des charges et gradients hydrauliques au cours du temps n'ont par ailleurs pas laissé de signes tangibles. La chimie des eaux peut en revanche conserver des traces de ces évolutions passées. En particulier, la distribution de salinité dans les eaux souterraines est susceptible d'avoir été fortement affectée par la présence d'un pergélisol dans le passé, les solutions se concentrant lorsque l'eau gèle. La modélisation de l'évolution des concentrations en sels dans la région de Sellafield au Royaume-Uni dans un système hydrogéologique soumis aux variations de ses conditions aux limites (Heathcote 1997) a mis en évidence des temps de réponse de la distribution de salinité aux perturbations supérieurs à 100 ka. Cependant les données géochimiques et isotopiques collectées dans cette même région n'ont pas permis pour l'instant de détecter dans les distributions actuelles les traces de ces pertubations passées (Heathcote et Michie 2004). La question reste ouverte et les travaux futurs en terme de modélisation des traceurs environnementaux devraient nous permettre de mieux contraindre les impacts de l'évolution climatique et géomorphologique passée sur les régimes hydrogéologiques.

Conclusion générale

Comme tout projet fédérateur de modélisation, celui entrepris au cours de cette thèse a synthétisé un grand nombre de données, à l'origine de son caractère multidisciplinaire, entre reconstructions géomorphologiques et modélisation paléoclimatologique, hydrologique et hydrogéologique. L'analyse de la réponse hydrodynamique de long terme du système aquifère-aquitard complexe du Bassin parisien aux forçages climatiques et géomorphologiques des cinq derniers millions d'années qui lui sont imposés nécessitait en effet de caractériser préalablement ces derniers.

La construction d'un scénario d'évolution géomorphologique récente du Bassin parisien s'est appuyée sur une quantification de l'incision et du déplacement vertical déduite de l'analyse d'un modèle numérique de terrain, réalisée par l'équipe Transferts et Géologie sédimentaire de l'UMR 6118 Géosciences Rennes. Cette méthode a fourni une vision synthétique à l'échelle du bassin de la modification des conditions de drainage des aquifères au cours du dernier million d'années. Certains processus n'ont pas été pris en compte au cours de ce travail, tels que les phénomènes d'érosion des formations de couverture ou la réorganisation des réseaux de drainage au cours du temps et constituent autant de perspectives à ce travail. En particulier, la possibilité de calculer des paléodébits grâce à la mise en œuvre d'une modélisation couplée des écoulements de surface et du souterrain à chaque étape clef simulée par le modèle LMDZ devrait apporter des éléments d'information nouveaux à comparer aux valeurs reconstruites par les géomorphologues à partir des flux de matières exportées des bassins versants.

Une large part de ce travail s'est concentrée autour de la modélisation paléoclimatique. Le choix de reconstruire un scénario d'évolution temporelle de la recharge à partir d'une série de simulations climatiques conduites à l'aide d'un modèle de circulation générale atmosphérique à résolution fine sur l'Europe a conduit à des développements particuliers

dans ce domaine. Ils ont porté sur l'évaluation de l'impact de la résolution des modèles sur la sensibilité de climats simulés significativement différents de l'actuel : l'extremum froid du Dernier Maximum Glaciaire et le climat plus chaud et humide du Pliocène moyen.

D'un modèle, d'une simulation ou d'une variable climatique à l'autre, les résultats sont contrastés. Au DMG, selon l'approche employée pour atteindre une haute résolution, l'utilisation de celle-ci ne permet pas de réduire dans tous les cas les disparités observées entre températures simulées par les modèles et issues des reconstructions paléoclimatiques. L'origine de la sous-estimation du refroidissement hivernal reste à déterminer. En revanche, les tendances en terme d'anomalies de précipitations sont mieux simulées, sans pour autant reproduire l'amplitude de la diminution attendue au DMG d'après les estimations polliniques.

Ce résultat ne s'applique cependant pas à tout changement climatique considéré. En effet, lorsque les champs simulés au Pliocène moyen sous les deux configurations du modèle ont été comparés aux estimations polliniques établies pour l'occasion, il n'a pas été mis en évidence d'amélioration significative des températures ou des précipitations simulées dues à la haute résolution.

La haute résolution n'est donc sûrement pas le seul remède qui puisse résoudre les disparités entre modèles et données. D'autres raisons, qui permettent d'expliquer le désaccord entre les résultats des simulations et les paléodonnées, doivent être invoquées et parmi celles-ci, l'absence d'une végétation appropriée dans les modèles. La prise en compte d'une couverture végétale à l'équilibre avec le climat simulé du Pliocène moyen dans le modèle a en effet permis d'améliorer la représentation du cycle saisonnier des températures et du recyclage local de l'eau. Les précipitations simulées en conséquence s'éloignent cependant des estimations d'origine pollinique. Ce résultat doit être examiné avec précaution, dans la mesure où les quantités précipitées ne sont pas le paramètre bioclimatique auquel la végétation est la plus sensible.

La mise en place des modèles couplés océan-atmosphère-biosphère, par la prise en compte d'un nombre croissant de processus de second ordre autrefois négligés, doit permettre de s'affranchir de la prescription de conditions aux limites et de réduire en conséquence les biais des modèles.

Les écoulements souterrains ne sont pas encore intégrés dans les modèles climatiques. Notre démarche, consistant dès lors à forcer un modèle souterrain par un modèle de cir-

culation générale atmosphérique est en ce sens prometteuse. Un scénario d'évolution de la recharge au cours des derniers millions d'années a été reconstruit à partir des variables simulées par le MCGA et corrigées par rapport à des observations équivalentes (Météo-France), sur la base d'un découpage temporel imposé par un enregistrement isotopique de l'oxygène. A chaque étape, le calcul de l'infiltration grâce à un modèle hydrologique a mis en évidence une évolution contrastée de la lame d'eau disponible pour l'écoulement souterrain au cours du temps, malgré de larges incertitudes dans les quantifications. Cependant l'intérêt de la modélisation réside justement dans la possibilité de tester la sensibilité du modèle à des gammes de scénarios potentiels et d'en évaluer les réponses possibles. La variation la plus significative de la recharge au cours du temps intervient lorsqu'un pergélisol se met en place et limite l'infiltration jusqu'à l'annuler.

Le troisième volet abordé au cours de la thèse est l'aboutissement des deux premiers. La modélisation hydrogéologique 3D conduite à l'échelle du bassin de Paris s'est distinguée par l'emploi d'un jeu de conditions aux limites variables temporellement et spatialement, en fonction des scénarios paléoclimatique et paléogéomorphologique. Est ainsi testé l'impact des variations combinées de la recharge et des cotes de drainage qui en découlent. Ont été également prises en compte les fluctuations du niveau de base consécutives aux variations du niveau marin.

Leurs impacts sur les charges hydrauliques ont été recherchés via la mise en œuvre d'une simulation transitoire couvrant les cinq derniers millions d'années, dont les résultats en terme de charge hydraulique ont été comparés à ceux d'une simulation en régime permanent. Des effets notables ont été reconnus dans les aquifères profonds et les milieux peu perméables. Il s'agit d'une part de charges inférieures à leurs équivalents à l'équilibre, i.e. en régime permanent, et d'autre part, de réorganisations des directions de drainance verticale au sein du système multicouche. Aujourd'hui, l'hydrodynamique actuelle du système n'est donc probablement pas à l'équilibre avec ses conditions de surface et le climat actuel. Ceci est d'importance lorsque des conditions initiales réalistes sont requises pour toute évaluation de l'impact des changements climatiques et géodynamiques futurs de long terme.

L'analyse séparée de chacune des modifications des conditions aux limites retenues dans ce travail montre que chacune d'entre elles est susceptible d'avoir un impact sur l'hydrogéologie du système. Parmi celles-ci, les variations brutales de la recharge dues à

la mise en place d'un pergélisol lors des stades glaciaires sont les plus significatives et les effets en régime transitoire simulés leur sont principalement attribués.

L'analyse de sensibilité du modèle a révélé une forte dépendance de la réponse hydrodynamique du système aux paramètres hydrodynamiques qui, associés à la dimension spatiale du domaine, déterminent le temps caractéristique de dissipation d'une perturbation. Ainsi, en fonction du découpage temporel du scénario d'évolution des modifications des conditions aux limites, i.e. en fonction de leur période de retour, le système souterrain conservera ou non la mémoire des perturbations passées.

En l'état actuel du modèle, les temps de mise à l'équilibre dans les formations les moins perméables, i.e. pour des diffusivités hydrauliques horizontales et verticales de l'ordre de 10^{-6} et 10^{-7} $m^2.s^{-1}$ respectivement, sont de l'ordre de plusieurs dizaines de milliers d'années et seul l'impact de la dernière perturbation enregistrée par le système est aujourd'hui conservé. Un effet cumulatif dû à une mémoire de la succession des perturbations plus anciennes nécessite des temps caractéristiques de dissipation plus longs.

Les investigations futures menées à ce sujet ont donc tout intérêt à se concentrer sur les stades les plus tardifs de l'évolution du bassin, pour en proposer une représentation plus détaillée. En particulier, une caractérisation élaborée des processus associés au gel du sol serait source d'une compréhension plus approfondie de leurs relations au milieu souterrain.

La validation de notre modèle est cependant restée limitée en raison de la quasi-absence de données de charges antérieures à l'exploitation anthropique du bassin, débutée dès la fin du XIX^{è} siècle par l'exploitation de l'aquifère de l'Albien. L'étape ultime de ce travail de modélisation en régime transitoire consisterait à raffiner le modèle sur les phases historiques les plus récentes, afin d'intégrer des forçages majeurs devenus anthropiques. Une validation sur les distributions de charges actuelles serait alors envisageable.

De plus, les données d'écoulement, reconstituées sur de longues échelles de temps au cours de cette thèse, peuvent être désormais mises en cohérence avec les mesures géochimiques et les distributions des traceurs environnementaux. Cette confrontation est à la fois source d'évaluation du modèle hydrogéologique et de nature à contraindre les modèles géochimiques, par la prise en compte d'un écoulement transitoire sur les phases les plus récentes d'évolution du bassin et de vitesses d'écoulement variables et ajustées en conséquence.

Bibliographie

Albinet M (1967) Carte hydrogéologique du bassin de Paris 1/500 000. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Paris

Allen R, Pereira L, Raes D, Smith M (1998) Crop evapotranspiration guide line for computing crop water requirements. Rapport technique 56, FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, FAO Irrigation and drainage

Antoine P (1994) The Somme valley terrace system (northern France) ; a model of river response to Quaternary climatic variations since 800,000 BP. Terra Nova 6 : 453–464

Antoine P (1997) Evolution Tardiglaciaire et début Holocène des vallées de la France septentrionale : nouveaux résultats. C R Acad Sci Serie IIa 325 : 35–42

Antoine P, Lautridou J, Sommé J, Auguste P, Auffret J, Baize S, Clet-pellerin M, Coutard J, Dewolf Y, Dugué O, Joly F, Laignel B, Laurent M, Lavolle M, Lebret P, Lécolle F, Lefebvre D, Limondin-Lozouet N, Munaut A, Ozouf J, Quesnel F, Rousseau D (1998) Les formations quaternaires de la France du nord-ouest : limites et corrélations. Quaternaire 9 : 227–241

Antoine P, Fagnart J, Limondin-Lozouet N, Munaut A (2000a) Le Tardiglaciaire du bassin de la Somme : éléments de synthèse et nouvelles données. Quaternaire 11 : 85–98

Antoine P, Lautridou J, Laurent M (2000b) Long-term fluvial archives in NW France : response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. Geomorphology 33 : 183–207

Antoine P, Coutard J, Gibbard P, Hallegouët B, Lautridou J, Ozouf J (2003a) The Pleistocene rivers of the English Channel. J Quaternary Sci 18 : 227–243

Antoine P, Munaut A, Limondin-Lozouet N, Ponel P, Dupéron J, Dupéron M (2003b) Response of the Selle River to climatic modifications during the Lateglacial and Early Holocene (Somme Basin-Northern France). Quaternary Sci Rev 22 : 2061–2076

Auffret J, Alduc D, Larsonneur C, Smith A (1980) Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. Ann Inst océanogr 56 : 21–35

Baize S, Lagarde J, Laville E, Dugué O (1998) Géomorphologie d'un plateau littoral (Cotentin — Normandie) : enregistrements des signaux tectoniques et climatiques. Bull Soc géol France 169 : 851–866

Bard E, Hamelin B, Fairbanks R (1990a) U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados : sea level during the past 130,000 years. Nature 346 : 456–458

Bard E, Hamelin B, Fairbanks R, Zindler A (1990b) Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. Nature 345 : 405–410

Barron E, Pollard D (2002) High-resolution climate simulations of Oxygen Isotope Stage 3 in Europe. Quaternary Res 58 : 296–309

Bart P (2001) Did the Antartic ice sheets expand during the early Pliocene ? Geology 29 : 67–70

Beaudouin C (2003) Effets du dernier cycle sur la végétation de la basse vallée du Rhône et sur la sédimentation de la plate-forme du golfe du Lion d'après la palynologie. Thèse de doctorat, Université Claude Bernard, Lyon, 417 pp

de Beaulieu JL, Evin J, Mandier P, Montjuvent G, Reille M (1980) Les Echets : un marais capital pour l'histoire climatique du Quaternaire moyen. Mémoires Muséum Nat Hist B27 : 123–136

Belmouhoub R (1996) Modélisation tridimensionnelle hydro-thermo-mécanique d'un bassin sédimentaire au cours de son histoire géologique. Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, 200 pp

Berger A (1978) Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. J Atmos Sci 35 : 2362–2367

Bergerat F (1987) Stress field in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. Tectonics 6 : 99–132

Berggren W, Kent D, Swisher C, Aubry M (1995) Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. In : Berggren W, Kent D, Aubry M, Hardenbol J (eds.), *A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy*, vol. 54, pp. 129–212, Tulsa, Society for sedimentary geology, Spec Publ

Bertini A (1994) Messinian-Zanclean vegetation and climate in North-Central Italy. Historical Biology 9 : 3–10

Bessais E, Cravatte J (1988) Les écosystèmes végétaux pliocènes de Catalogne méridionale. Variations latitudinales dans le domaine nord-ouest méditerranéen. Geobios 21 : 49–63

Beyerle U, Purtschert R, Aeschbach-Hertig W, Imboden D, Loosli H, Wieler R, Kipfer R (1998) Climate and groundwater recharge during the last glaciation in an ice-covered region. Science 282 : 731–734

Bjørlykke K, Hoeg K (1997) Effects of burial diagenesis on stresses, compaction and fluid flow in sedimentary basins. Mar Petrol Geol 14 : 267–276

Bogaart P, Van Balen R (2000) Numerical modelling of the response of alluvial rivers to Quaternary climate change. Global Planet Change 27 : 124–141

Bond G, Broecker W, Johnsen S, McManus J, Labeyrie L, Jouzel J, Bonani G (1993) Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature 365 : 143–147

Bonnet S (1998) Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. Thèse de doctorat, Université de Rennes, 352 pp

Bonnet S, Guillocheau F, Brun J (1998) Relative uplift measured using river incisions : the case of the armorican basement (France). C R Acad Sci Serie IIa 327 : 245–251

Bonnet S, Guillocheau F, Brun J, Van Den Driessche J (2000) Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement : The Armorican Massif, NW France. J Geophys Res 105 : 19273–19288

Boulton G (1990) Sedimentation and sea-level change during glacial cycles and their control on glacimarine facies architecture. In : Scourse J (ed.), *Glacimarine Environments : Processes and Sediments*, vol. 53, pp. 15–52, Geol Soc London, Spec Publ

Boulton G, Caban P, Van Gijssel K (1995) Groundwater flow beneath ice sheets : part I - Large scale patterns. Quaternary Sci Rev 14 : 545–562

Boulton G, Kautsky U, Morén L, Wallroth T (2001) Impact of long-term climate change on a deep geological repository for spent nuclear fuel. Rapport technique TR-99-05, SKB

Braconnot P, Joussaume S, Harrison S, Hewitt C, Valdes P, Ramstein G, Stouffer R, Otto-Bliesner B, Taylor K (2003) The second phase of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIPII). Clivar Exchanges 28 : 19–20

Brault N, Bourquin S, Guillocheau F, Dabard MP, Bonnet S, Courville P, Estéoule-Choux J, Stepanoff F (2004) Mio-Pliocene to Pleistocene paleotopographic evolution of Brittany (France) from a sequence stratigraphic analysis : relative influence of tectonics and climate. Sediment Geol 163 : 175–210

Broecker W, van Donk J (1970) Insolation changes, ice volumes, and the $\delta^{18}0$ record in deep-sea cores. Rev Geophys Space Phys 8 : 169–198

Brulhet J, Casanova J, Garcin J, Giot M, Négrel P, Quesnel F (2002) Datation et caractérisation des paléo-surfaces continentales du bassin de Paris. In : *Recherches pour le stockage des déchets radioactifs à haute activité et à vie longue. Bilan des études et travaux*, pp. 237–243, ANDRA

Brunet M, Le Pichon X (1982) Subsidence of the Paris basin. J Geophys Res 87 : 8547–8560

Burrus J (1997) Overpressure models for clastic rocks, their relation to hydrocarbon expulsion : A critical reevaluation. AAPG Mem 70 : 35–63

Castro C (1995) Transfert des gaz rares dans les bassins sédimentaires : exemple du bassin de Paris. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 250 pp

Certes C, Escalier des Orres P, Goblet P, Levassor A, Marivoet J (1997) EValuation of Elements Responsible for the effective Engaged dose rates associated with the final STorage of radioactive waste : Everest project. Volume 2b : Clay formation, site in France and commmon conclusions on clay. Rapport technique, European Commission, 532 pp

Chandler M, Rind D, Thompson R (1994) Joint investigations of the middle Pliocene climate II : GISS GCM Northern Hemisphere results. Global Planet Change 9 : 197–219

Chaussé C, Voinchet P, Bahain J, Connet N, Limondin-Lozouet N, Lhomme V (2004) Middle and Upper Pleistocene evolution of the river Yonne valley (France). First results. Quaternaire 15 : 53–64

Clet M, Huault MF (1987) Les dépôts lagunaires du Reuvérien dans les argiles de la Londe (Normandie, France). Bull Ass fr Etude Quaternaire 4 : 195–202

CLIMAP (1981) Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum. Map Chart Series MC–36, Geological Society of America, Boulder, Colorado

COHMAP Members (1988) Climatic changes of the last 18,000 years : observations and model simulations. Science 241 : 1043–1052

Colbeaux J, Dupuis C, Robaszinski F, Auffret J, Haesaerts P, Sommé J (1980) Le Détroit du Pas-de-Calais : un élément dans la tectonique de blocs de l'Europe Nord-Occidentale. Bull Inf Géol Bass Paris 17 : 41–54

Collectif (1996) Corine land cover : une base de données géographiques d'occupation du sol. Rapport technique, IFEN, Agence Européenne pour l'Environnement

Combourieu-Nebout N (1993) Vegetation response to Upper Pliocene glacial/interglacial cyclicity in the Central Mediterranean. Quaternary Res 40 : 228–236

Combourieu-Nebout N, Vergnaud Grazzini C (1991) Late Pliocene Northern Hemisphere Glaciations : the continental and marine responses in the Central Mediterranean. Quaternary Sci Rev 10 : 319–334

Cordier S (2004) Les niveaux alluviaux quaternaires de la Meurthe et de la Moselle entre Baccarat et Coblence : étude morphosédimentaire et chronostratigraphique, incidences climatiques et tectoniques. Thèse de doctorat, Université de Paris Val de Marne, 437 pp

Cordier S, Harmand D, Losson B, Beiner M (2004) Alluviation in the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris Basin, France) : lithological contribution to the study of the Moselle capture and Pleistocene climatic fluctuations. Quaternaire 15 : 65–76

Courbouleix S, Gros Y, Clet M, Coutard J, Lautridou J, Van Vliet-Lanoë B, Dupas A, Cames-Pintaux A (1998) Simulation de la profondeur du pergélisol au cours du dernier cycle climatique. Rapport technique, ANDRA, 64 pp

Cronin T, Dowsett H (1990) A quantitative micropaleontologic method for shallow marine paleoclimatology : application to Pliocene deposits of the western North Atlantic Ocean. Mar Micropaleontol 16 : 117–148

Crowley T (1996) Pliocene climates : the nature of the problem. Mar Micropaleontol 27 : 3–12

Crowley T, Baum S (1997) Effect of vegetation on an ice-age climate model simulation. J Geophys Res 102 : 16,463–16,480

Crowley T, North G (1991) Paleoclimatology. Oxford University Press, New York

Curnelle R, Dubois P (1986) Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français ; bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. Bull Soc géol France 4 : 529–546

Delisle G (1998) Numerical simulation of permafrost growth and decay. J Quaternary Sci 13 : 325–333

Demchenko P, Eliseev A, Mokhov I, Obukhov A, Nechaev V, Velichko A (2001) Sensitivity of permafrost cover in the Northern Hemisphere to climate change. Clivar Exchanges 6 : 9–11

Demoulin A (1998) Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles : the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). Geomorphology 24 : 189–208

Déqué M, Piedelievre JP (1995) High resolution climate simulation over Europe. Clim Dyn 11 : 321–339

Dewolf Y, Pomerol C (1997) Surfaces d'érosion polygéniques dans les formations cénozoïques du Bassin parisien. Bull Soc géol France 168 : 473–482

Dewonck S (2000) Géochimie isotopique des gaz rares dans les roches sédimentaires et les eaux souterraines de l'est du Bassin parisien, Contribution aux transferts massiques intrabassinaux. Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Lorraine, 247 pp

Dong B, Valdes P (2000) Climates at the Last Glacial Maximum : influence of model horizontal resolution. J Clim 13 : 1554–1573

Dowsett H, Cronin T (1990) High eustatic sea level during the middle Pliocene : evidence from the southeastern U.S. Atlantic Coastal Plain. Geology 18 : 435–438

Dowsett H, Thompson R, Barron J, Cronin T, Fleming R, Ishman S, Poore R, Willard D, Holtz T (1994) Joint investigations of the middle Pliocene climate I, PRISM paleoenvironmental reconstructions. Global Planet Change 9 : 169–195

Dowsett H, Barron J, Poore R (1996) Middle Pliocene sea surface temperatures : a global reconstruction. Mar Micropaleontol 27 : 13–26

Dowsett H, Barron J, Poore R, Thompson R, Cronin T, Ishman S, Willard D (1999) Middle Pliocene paleoenvironmental reconstruction : PRISM2. Open file report 99–535, U.S. Geological Survey, http ://pubs.usgs.gov/openfile/of99-535

Ducharne A, Golaz C, Leblois E, Laval K, Polcher J, Ledoux E, de Marsily G (2003) Development of a high resolution runoff routing model, calibration and application to assess runoff from the LMD GCM. J Hydrol 280 : 207–228

Ducharne et al. (2004) Influence du changement climatique sur le fonctionnement hydrologique et biogéochimique du bassin de la Seine. Rapport final du projet GICC-Seine, MEDD, Paris, 60 pp

Ducoudré N, Laval K, Perrier A (1993) SECHIBA, a new set of parametrizations of the hydrologic exchanges at the land/atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model. J Clim 6 : 248–273

Durand Y, Brun E, Mérindol L, Guyomarc'h G, Lessafre B, Martin E (1993) A meteorological estimation of relevant parameters for snow schemes used with atmospheric models. Ann Glaciol 18 : 65–71

Edmunds W (2001) Palaeowaters in European coastal aquifers — the goals and main conclusions of the PALAEAUX project. In : Edmunds W, Milne C (eds.), *Palaeowaters in Coastal Europe : evolution of groundwater since the late Pleistocene*, vol. 189, pp. 1–16, Geol Soc London, Spec Publ

Emanuel K (1980) A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. J Atmos Sci 48 : 2313–2335

Emiliani C (1955) Pleistocene temperatures. J Geol 63 : 538–578

Fairbanks R (1989) A 17,000-year glacio-eustatic sea-level record : influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. Nature 342 : 637–642

Fauquette S, Bertini A (2003) Quantification of the northern Italy Pliocene climate from pollen data : evidence for a very peculiar climate pattern. Boreas 32 : 361–369

Fauquette S, Guiot J, Suc JP (1998a) A method for climatic reconstruction of the Mediterranean Pliocene using pollen data. Palaeogeogr Palaeocl 144 : 183–201

Fauquette S, Quézel P, Guiot J, Suc JP (1998b) Signification bioclimatique de taxons-guides du Pliocène méditerranéen. Geobios 31 : 151–169

Fauquette S, Clauzon G, Suc JP, Zheng Z (1999a) A new approach for palaeoaltitude estimates based on pollen records : example of the Mercantour Massif (southeastern France) at the earliest Pliocene. Earth Planet Sc Lett 170 : 35–47

Fauquette S, Suc JP, Guiot J, Diniz F, Feddi N, Zheng Z, Bessais E, Drivaliari A (1999b) Climate and biomes in the West Mediterranean area during the Pliocene. Palaeogeogr Palaeocl 152 : 15–36

Favre E, Micheels A, François L, Kageyama M, Jost A, Suc JP, Fauquette S (2005) Middle Pliocene climate and vegetation modelling with PLASIM, LMDz and CARAIB. En préparation

Flipo N (2005) Modélisation intégrée des transferts d'azote dans les aquifères et les rivières - Application au bassin du Grand Morin. Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, 262 pp

Fouquart Y, Bonnel B (1980) Computations of solar heating of the Earth's atmosphere : a new parameterization. Beitraege zur Physik der Atmosphaere 53 : 35–62

Fourniguet J (1987) Géodynamique actuelle dans le Nord et le Nord-Est de la France. Apport des comparaisons de nivellements. Mém BRGM 127, 173 pp

Galushkin Y (1997) Numerical simulation of permafrost evolution as a part of sedimentary basin modeling : permafrost in the Pliocene-Holocene climate history of the Urengoy field in the West Siberian basin. Can J Earth Sci 34 : 935–948

Gargani J (2004) Modélisation de l'érosion fluviatile long-terme. Application au Bassin parisien (faibles érosions) et au Rhône messinien (fortes érosions). Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, 190 pp

Ge S, Garven G (1992) Hydromechanical modeling of tectonically driven groundwater flow with application to the Arkoma foreland basin. J Geophys Res 97 : 9119–9144

Genty D, Blamart D, Ouahdi R, Gilmour M, Baker A, Jouzel J, Van-Exter S (2003) Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. Nature 421 : 833–837

Gibbard P (1988) The history of the great northwest European rivers during the past three million years. Philos T Roy Soc B 318 : 559–602

Golaz C (1999) Modélisation hydrologique à l'échelle régionale appliquée au bassin du Rhône : comparaison de deux modes de calcul des bilans hydriques de surface et étude de sensibilité à une perturbation des forçages atmosphériques. Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, 177 pp

Gomez E (2002) Modélisation intégrée du transfert de nitrate à l'échelle régionale dans un système hydrologique. Application au bassin de la Seine. Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, 291 pp

Gonçalvès J (2002) Modélisation 3D de l'évolution géologique du bassin de Paris : implications hydrogéologiques et diagénétiques. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 301 pp

Gonçalvès J, Violette S, Guillocheau F, Robin C, Pagel M, Bruel D, de Marsily G, Ledoux E (2004a) Contribution of a three-dimensional regional scale basin model to the study of the past fluid flow evolution and the present hydrology of the Paris basin, France. Basin Res 16 : 569–586

Gonçalvès J, Violette S, Robin C, Bruel D, Guillocheau F, Ledoux E (2004b) Combining a compaction model and a facies model to reproduce permeability fields at the regional scale. Phys Chem Earth 29 : 17–24

Gonçalvès J, Violette S, Wendling J (2004c) Analytical and numerical solutions for alternative overpressuring processes : Application to the Callovo-Oxfordian sedimentary sequence in the Paris basin, France. J Geophys Res 109 : B02110

Greenlee S, Moore T (1988) Recognition and interpretation of depositional sequences and calculation of sea-level changes from stratigraphic data – Offshore New Jersey and Alabama, Tertiary. In : Wilgus C, Hastings B, Kendall C, Posamentier H, Ross C, Van Wagoner J (eds.), *Sea-level changes : An integrated approach*, vol. 42 de *Special Publications*, pp. 329–353, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists

Gueutin P, Altmann S, Gonçalvès J (2005) Osmotic interpretation of overpressures in the Callovo-Oxfordian at the Bure site. Phys Chem Earth Soumis

Guillocheau F, Robin C, Allemand P, Bourquin S, Brault N, Dromart G, Friedenberg R, Garcia J, Gaulier J, Gaumet F, Grosdoy B, Hanot F, Le Strat P, Mettraux M, Nalpas T, Prijac C, Rigollet C, Serrano O, Grandjean G (2000) Meso-Cenosoic geodynamic evolution of the Paris basin : 3D stratigraphic constraints. Geodyn Acta 13 : 189–246

Guiot J (1990) Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data. Palaeogeogr Palaeocl 80 : 49–69

Guiot J, Pons A, De Beaulieu J, Reille M (1989) A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. Nature 338 : 309–313

Guiot J, Reille M, de Beaulieu JL, Pons A (1992) Calibration of the climatic signal in a new pollen sequence from La Grande Pile. Clim Dyn 6 : 259–264

Guyomard Y, Guillocheau F, Bonnet S, Violette S, Jost A (2005) Quantitative geomorphology in quantifying vertical motion in an inactive crust section : the case of the sedimentary basin of Paris, France. En préparation

Habets F, Etchevers P, Golaz C, Leblois E, Ledoux E, Martin E, Noilhan J, Ottlé C (1999) Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin. J Geophys Res 104 : 31,145–31,172

Hack J (1957) Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. United State Geological Survey Professional Paper 294 : 42–97

Haq B, Hardenbol J, Vail P (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235 : 1156–1167

Harmand D, Fauvel P, Jaillet S, Le Roux J, Allouc J, Brulhet J, Brocandel M (2002) Incision ante- et post-capture dans les vallées de l'Ornain et de la Saulx (Est du bassin de Paris). Revue géogr de l'Est 42 : 171–184

Harrison S, Braconnot P, Joussaume S, Hewitt C, Stouffer R (2002) Fourth international workshop of the Palaeoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP) : launching PMIP Phase II. EOS

Hayes J, Imbrie J, Shackleton N (1976) Variations in the earth's orbit : pacemaker of the ice ages ? Science 194 : 1121–1132

Haywood A, Valdes P (2004) Modelling middle Pliocene warmth : contribution of atmosphere, oceans and cryosphere. Earth Planet Sc Lett 218 : 363–377

Haywood A, Sellwood B, Valdes P (2000a) Regional warming : Pliocene (3Ma) paleoclimate of Europe and the Mediterranean. Geology 28 : 1063–1066

Haywood A, Valdes P, Sellwood B (2000b) Global scale palaeoclimate reconstruction of the middle Pliocene climate using the UKMO GCM : initial results. Global Planet Change 25 : 239–256

Haywood A, Valdes P, Sellwood B, Kaplan J, Dowsett H (2001) Modelling middle Pliocene warm climates of the USA. Palaeontologia Electronica 4

Haywood A, Valdes P, Francis J, Sellwood B (2002a) Global middle Pliocene biome reconstruction : a data/model synthesis. Geochemistry Geophysics Geosystems 3 : 1072, doi :10.1029/2002GC000358

Haywood A, Valdes P, Sellwood B (2002b) Magnitude of climate variability during middle Pliocene warmth : a palaeoclimate modelling study. Palaeogeogr Palaeocl 188 : 1–24

Haywood A, Valdes P, Sellwood B, Kaplan J (2002c) Antarctic climate during the middle Pliocene : model sensitivity to ice sheet variation. Palaeogeogr Palaeocl 182 : 93–115

Haywood A, Dekens P, Ravelo A, Williams M (2005) Warmer tropics during the mid-Pliocene ? Evidence from alkenone paleothermometry and a fully coupled ocean-atmosphere GCM. Geochemistry Geophysics Geosystems 6, doi :10.1029/2004GC000799

Heathcote J (1997) Scoping studies on the effect of Quaternary climate change on the hydrogeology in the Sellafield potential repository zone. In : King-Clayton L, Chapman N, Ericsson L, Kautsky F (eds.), *Glaciation and Hydrology — Workshop Proceedings*, vol. 97–13, pp. A21–A23

Heathcote J, Michie U (2004) Estimating hydrogeological conditions over the last 120 ka : an example from the Sellafield area, UK. J Geol Soc London 161 : 995–1008

Henderson-Sellers A, McGuffie K, Pitman A (1996) The project for intercomparison of land-surface schemes : 1992 to 1995. Clim Dyn 12 : 849–859

Heusser L (1988) Pollen distribution in marine sediments on the continental margin of northern California. Mar Geol 80 : 131–147

Hicks S (2001) The use of annual arboreal pollen deposition values for delimiting tree-lines in the landscape and exploring models of pollen dispersal. Rev Palaeobot Palyno 117 : 1–29

Hölemann J, Henrich R (1994) Allochthonous versus autochthonous organic matter in Cenozoic sediments of the Norwegian Sea : evidence for the onset of glaciations in the northern hemisphere. Mar Geol 121 : 87–103

Hostetler S, Giorgi F, Bates G, Bartlein P (1994) Lake-atmosphere feedbacks associated with paleolakes Bonneville and Lahontan. Science 263 : 665–668

Howard A (1994) A detachment-limited model of drainage basin evolution. Water Resour Res 30 : 2261–2285

Huijzer B, Isarin R (1997) The reconstruction of past climates using multi-proxy evidence : an example of the Weichselian Pleniglacial in northwest and central Europe. Quaternary Sci Rev 16 : 513–533

Huijzer B, Vandenberghe J (1998) Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and central Europe. J Quaternary Sci 13 : 391–417

van Huissteden K, Vandenberghe J, Pollard D (2003) Paleotemperature reconstructions of the European permafrost zone during marine oxygen isotope Stage 3 compared with climate model results. J Quaternary Sci 18 : 453–464

Imbrie J, Hays J, Martinson D, McIntyre A, Mix A, Morley J, Pisias N, Prell W, Shackleton N (1984) The orbital theory of Pleistocene climate : support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}0$ record. In : Berger A (ed.), *Milankovitch and Climate, Part 1*, pp. 269–305, Springer, New York

Imbrie J, Berger A, Boyle E, Clemens S, Duffy A, Howard W, Kukla G, Kutzbach J, Martinson D, McIntyre A, Mix A, Molfino B, Morley J, Peterson L, Pisias N, Prell W, Raymo M, Shackleton N, Toggweiler J (1993) On the structure and origin of major glaciation cycles : 2. The 100,000-year cycle. Paleoceanography 8 : 688–735

Isarin R (1997) Permafrost distribution and temperatures in Europe during the Younger Dryas. Permafrost Periglac 8 : 313–333

Jensen M, Burman R, Allen R (1990) Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements. Rapport technique 70, ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice, 360 pp

Jones R, Murphy J, Noguer M (1995) Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. 1. Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. Q J R Meteorol Soc 121 : 1413–1449

Jones R, Murphy J, Noguer M, Keen A (1997) Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. 2. Comparison of driving and regional model responses to a doubling of carbon dioxide. Q J R Meteorol Soc 123 : 265–292

Jost A, Lunt D, Kageyama M, Abe-Ouchi A, Peyron O, Valdes P, Ramstein G (2005) High-resolution simulations of the last glacial maximum climate over Europe : a solution to discrepancies with continental palaeoclimatic reconstructions ? Clim Dyn 24 : 577–590

Joussaume S, Taylor K (1995) Status of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). In : *Proceedings of the first international AMIP scientific conference (Monterrey, California, USA, 15–19 May 1995)*, pp. 425–430, WRCP–92

Van der Kaars S, De Deckker P (2003) Pollen distribution in marine surface sediments offshore western Australia. Rev Palaeobot Palynol 124 : 113–129

Kageyama M, Valdes P (2000) Impact of the North American ice-sheet orography on the Last Glacial Maximum eddies and snowfall. Geophys Res Letters 27 : 1515–1518

Kageyama M, Valdes P, Ramstein G, Hewitt C, Wyputta U (1999) Northern hemisphere storm-tracks in present day and Last Glacial Maximum climate simulations : a comparison of the European PMIP models. J Clim 12 : 742–760

Kageyama M, Peyron O, Pinot S, Tarasov P, Guiot J, Joussaume S, Ramstein G (2001) The Last Glacial Maximum climate over Europe and western Siberia : a PMIP comparison between models and data. Clim Dyn 17 : 23–43

Kageyama M, Harrison S, Abe-Ouchi A (2005) The depression of tropical snowlines at the Last Glacial Maximum : what can we learn from climate model experiments ? Quatern Int 138–139 : 202–219

Kageyama M, Combourieu-Nebout N, Sepulchre P, Peyron O, Krinner G, Ramstein G, Cazet JP (2005) The Last Glacial Maximum and Heinrich Event 1 in terms of climate and vegetation around the Alborean Sea : a preliminary model-data comparison. C R Geoscience 337 : 983–992

Kaiser K (1960) Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und West-Europa. Eiszeitalter une Gegenwart 11 : 121–141

Kennett J, Hodell D (1993) Evidence for relative climatic stability of Antarctica during the early Pliocene : a marine perspective. Geografiska Annaler 75A : 205–220

King D, LeBas C, Jamagne M, Hardy R, Daroussin J (1995) Base de données géographiques des sols de France à l'échelle 1/1 000 000. Rapport technique, INRA

King-Clayton L, Chapman N, Kautsky F, Svensson NO, de Marsily G, Ledoux E (1995) The central Scenario for SITE-94 : a climate change scenario. Rapport Technique SKI Report 95 :42, Swedish Nuclear Power Inspectorate, Stockholm

Kirby E, Whipple K (2001) Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. Geology 29 : 415–418

Kirby E, Whipple K, Tang W, Chen Z (2003) Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau : inferences from bedrock channel longitudinal profiles. J Geophys Res 108 : 2217, doi :10.1029/2001JB000861

Kislov A, Tarasov P, Sourkova G (2002) Pollen and other proxy-based reconstructions and PMIP simulations of the Last Glacial Maximum mean annual temperature : an attempt to harmonize the data-model comparison procedure. Acta Palaeontol Sinica 41 : 539–545

Klotz S, Guiot J, Mosbrugger V (2003) Continental European Eemian and early Würmian climate evolution : comparing signals using different quantitative reconstruction approaches based on pollen. Global Planet Change 36 : 277–294

Klotz S, Müller U, Mosbrugger V, de Beaulieu JL, Reille M (2004) Eemian to early Würmian climate dynamics : history and pattern of changes in Central Europe. Palaeogeogr Palaeocl 211 : 107–126

Koster R, Suarez M, Ducharne A, Stieglitz M, Kumar P (2000) A catchment-based approach to modeling land surface processes in a GCM - part 1 : model structure. J Geophys Res 97 : 2697–2715

Krinner G, Viovy N, de Noblet-Ducoudré N, Ogée J, Polcher J, Friedlingstein P, Ciais P, Sitch S, Prentice I (2005) A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. Global Biogeochem Cy 19 : GB1015

Kürschner W, van der Burgh J, Visscher H, Dilcher D (1996) Oak leaves as biosensors of late Neogene and early Pleistocene paleoatmospheric CO_2 concentrations. Mar Micropaleontol 27 : 299–312

Kubatzki C, Claussen M (1998) Simulation of the global bio-geophysical interactions during the Last Glacial Maximum. Clim Dyn 14 : 461–471

Lagarde J, Baize S, Amorese D, Delcaillau B, Font M, Volant P (2000) Active tectonics, seismicity and geomorphology with special reference to Normandy (France). J Quaternary Sci 15 : 745–758

Lagarde J, Amorese D, Font M, Laville E, Dugué O (2003) The structural evolution of the English Channel area. J Quaternary Sci 18 : 201–213

Lague D (2001) Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique. Thèse de doctorat, Université de Rennes I, 155 pp

Lague D, Davy P (2003) Constraints on the long-term colluvial erosion law by analyzing slope-area relationships at various tectonic uplift rates in the Siwaliks Hills (Nepal). J Geophys Res 108 : 2129

Lambeck K (1997) Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. Palaeogeogr Palaeocl 129 : 1–22

Laskar J (1990) The chaotic motion of the Solar System. A numerical estimate of the size of the chaotic zones. Icarus 88 : 266–291

Laskar J (1994) Large scale chaos in the solar system. Astron Astrophys 287 : L9–L12

Lautridou J (1985) Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse de doctorat, Université de Caen, 908 pp

Lautridou J, Auffret J, Baltzer A, Clet M, Lecolle F, Lefebvre D, Lericolais G, Roblin-Jouve A, Balescu S, Carpentier G, Descombes J, Occhietti S, Rousseau D (1999) Le fleuve Seine, le fleuve Manche. Bull Soc géol France 170 : 545–558

Laval K, Sadourny R, Serafini Y (1981) Land surface processes in a simplified general cicrculation model. Geophys Astrophys Fluid Dyn 17 : 129–150

Le Roux J, Harmand D (1998) Contrôle morphostructural de l'histoire d'un réseau hydrographique : le site de capture de la Moselle. Geodyn Acta 11 : 149–162

Lebret P, Dupas A, Clet M, Coutard JP, Lautridou JP, Courbouleix S, Garcin M, Levy M, Van Vliet Lanoë B (1994) Modelling of permafrost thickness during the late glacial stage in France : preliminary results. Can J Earth Sci 31 : 959–968

Lebret P, Dupas A, Clet M, Courbouleix S, Coutard JP, Garcin M, Lautridou JP, Levy M, Van Vliet Lanoë B (1996) Modélisation de la profondeur du pergélisol au cours du dernier cycle glaciaire en France. Bull Soc géol France 16 : 169–179

Ledoux E (1975) Programme NEWSAM. Rapport technique LHM/R75/11, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris

Ledoux E (1980) Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. Thèse de docteur-ingénieur, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, 236 pp

Ledoux E, Girard G, Villeneuve J (1984) Proposition d'un modèle couplé pour la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. La Houille Blanche 1 : 101–110

Ledoux E, Girard G, de Marsily G, Deschenes J (1989) Spatially distributed modeling : Conceptual approach, coupling surface water and groundwater. In : Morel-Seytoux (ed.), *Unsaturated flow hydrologic modeling-theory and practice*, vol. 275 de *NATO Series C*, pp. 435–454, Luwer Academic Publ.

Lefebvre D, Antoine P, Auffret J, Lautridou J, Lecolle F (1994) Réponse de la Seine et de la Somme aux événements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pléistocène moyen et récent : rythmes et taux d'érosion. Quaternaire 5 : 165–172

Legates D, Willmott C (1990) Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. Intl J of Climatology 10 : 111–127

Lejeune O, Marre A, Devos A, Laurain M, Brocandel M, Brulhet J (2002) Les phases d'incision de la vallée de la Marne entre Joinville et Vitry-le-François (Est du Bassin parisien, France). Revue géogr de l'Est 42 : 163–170

Lericolais G (1997) Evolution plio-quaternaire du fleuve Manche : stratigraphie et géomorphologie d'une plate-forme continentale en régime périglaciaire. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux I, 265 pp

Levassor A, Ledoux E (1996) Programme NEWSAM - Notice d'utilisation. Rapport technique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris

Li Z, Conil S (2003) Transient response of an atmospheric GCM to North Atlantic SST anomalies. J Clim 16 : 3993–3998

Lisiecki L, Raymo M (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}0$ records. Paleoceanography 20 : PA1003

Lott F, Miller M (1997) A new sub-grid scale orographic drag parameterization : its formulation and testing. Quart J R Meteorol Soc 123 : 101–128

Lucia F (1999) Carbonate reservoir characterization. New York, Springer-Verlag, 226 pp

Lunardini V (1995) Permafrost Formation Time. Rapport technique 95–8, CRREL, 48 pp

Luo X (1994) Modélisation des surpressions dans les bassins sédimentaires et des phénomènes associés. Thèse de doctorat, Université de Montpellier 2, Montpellier

Maarleveld G (1976) Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the last glacial time in the Netherlands. Biuletyn peryglacjalny 26 : 57–78

Maddy D, Bridgland D, Green C (2000) Crustal uplift in southern England : evidence from the river terrace records. Geomorphology 33 : 167–181

Manabe S (1969) The atmopsheric circulation and the hydrology of the earth's surface. Mon Weather Rev 97 : 739–774

de Marsily G (1995) L'eau. Dominos, Flammarion

de Marsily G, Delay F, Gonçalvès J, Renard P, Teles V, Violette S (2005) Dealing with spatial heterogeneity. Hydrogeol J 13 : 161–183

Marty B, Dewonck S, France-Lanord C (2003) Geochemical evidence for efficient aquifer isolation over geological timeframes. Nature 425 : 55–58

McEwen T, de Marsily G (1991) The potential significance of permafrost to the behaviour of a deep radioactive waste repository. Rapport Technique SKI Report 91 :8, Swedish Nuclear Power Inspectorate, Stockholm

Menjoz A, Lambert M (1991) Hydrodynamique des aquifères profonds et incidence des effets de densité. Hydrogologie 4 : 311–320

Mégnien C (1980) Etapes de l'évolution du bassin de Paris. In : Mégnien C (ed.), *Synthèse géologique du Bassin de Paris - I, Stratigraphie et paléogéographie*, vol. 101, pp. 437–455, Mém BRGM

Milankovitch M (1941) Canon of insolation and the ice-age problem. K Serb Akad Spec Publ 132 : 484 pp, Transled by Israel program for scientific translations, Jerusalem, 1969

Mix A, Pisias N, Rugh W, Morey A, Hagelberg T (1995) Benthic foraminifer stable isotope record from Site 849 (0-5Ma) : local and global climate changes. In : Pisias N, Mayer L, Janecsek T, Palmer-Julson A, van Andel T (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 138, pp. 371–412, Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, Texas

Mokhov I, Demchenko P, Eliseev A, Khon V, Khvorost'yanov D (2002) Estimation of global and regional climate changes during the 19th-21st centuries on the basis of the IAP RAS model with consideration for anthropogenic forcing. Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics 38 : 555–568

Mol J, Vandenberghe J, Kasse C (2000) River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. Geomorphology 33 : 131–148

Monteith J (1965) Evaporation and environment. In : *The state and movement of water in living organisms*, pp. 205–234, Cambridge University Press, XIXth Symposia of the Soc for Exp Biol

Morcrette J (1991) Radiation and cloud radiative properties in the European Centre for Medium Range Weather Forecasts forecasting system. J Geophys Res 96 : 9121–9132

Muhs D, Simmons K, Steinke B (2002) Timing and warmth of the Last Interglacial period : new U-series evidence from Hawaii and Bermuda and a new fossil compilation for North America. Quaternary Sci Rev 21 : 1355–1383

Muller R, MacDonald G (1995) Glacial cycles and orbital inclination. Nature 377 : 107–108

Murton J, Lautridou JP (2003) Recent advances in the understanding of Quaternary periglacial features of the English Channel coestlands. J Quaternary Sci 18 : 301–307

Nechaev V (1981) Some Relations between Permafrost and Climate Parameters and Their Paleogeographic Meaning. In : Velichko A, Grichuk V (eds.), *Problems of the Paleogeography of the Pleistocene of Glacial and Periglacial Regions*, pp. 211–22, Nauka, Moscou, en Russe

Neuzil C (1986) Groundwater flow in low-permeability environments. Water Resour Res 22 : 1163–1195

Neuzil C (1995) Abnormal pressures as hydrodynamic phenomena. Am J Sci 295 : 742–786

Neuzil C (2000) Osmotic generation of 'anomalous' fluid pressures in geological environments. Nature 403 : 182–184

Neuzil C, Pollock D (1983) Erosional unloading and fluid pressures in hydraulically 'tight' rocks. J Geol 91 : 179–193

New M, Hulme M, Jones P (1999) Representing twentieth-century space-time climate variability : I. Development of a 1961-90 mean monthly climatology. J Clim 12 : 829–856

NOAA (1988) Data Announcement 88-MGG-02, Digital relief of the Surface of the Earth. NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado

de Noblet-Ducoudré N, Prentice C, Joussaume S, Texier D, Botta A, Haxeltine A (1996) Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation. Geophys Res Letters 23 : 3191–3194

de Noblet-Ducoudré N, Claussen M, Prentice C (2000) Mid-Holocene greening of the Sahara : first results of the GAIM 6000 yr BP experiment with two asynchronously atmosphere/biome models. Clim Dyn 16 : 643–659

Numaguti A, Takahashi M, Nakajima T, Sumi A (1997) Description of CCSR/NIES Atmospheric General Circulation Model. In : *CGER's Supercomputer Monograph Report*, vol. 3, pp. 1–48, Center for Global Environmental Research, National Institute for Environmental Studies

Ottlé C, Etchevers P, Golaz C, Habets F, Noilhan J, Martin E, Ledoux E, Leblois E, Sauquet E, Amraoui N, Artinian E, Champeaux J, Guérin C, Lacarrère P, le Moigne P, Saulnier G, Thiéry D, Vidal-Madjar D, Voirin S (2001) Hydro-meteorological modelling of the Rhone basin : General presentation and objectives. Phys Chem Earth 26 : 443–453

Ozenda P (1975) Sur les étages de végétation dans les montagnes du bassin méditerranéen. Doc Cartogr Ecol Grenoble 16 : 1–32

Paillard D (1998) The timing of Pleistocene glaciations from a simple multiple-state climate model. Nature 391 : 378–381

Paillard D, Labeyrie L, Yiou P (1996) Macintosh Program Performs Time-Series Analysis. EOS Transactions American Geophysical Union 77 : 379

Pastre J (1986) Les alluvions de l'Allier en Limagne et le volcanisme régional (Massif central, France) : corrélations minéralogiques et pétrographiques. C R Acad Sci Serie IIa 303 : 731–736

Pastre J, Leroyer C, Limondin-Lozouet N, Chaussé C, Fontugne M, Gebhardt A, Hatté C, Krier V (2000) Le Tardiglaciaire des fonds de vallée du Bassin parisien (France). Quaternaire 11 : 107–122

Pastre J, Limondin-Lozouet N, Leroyer C, Ponel P, Fontugne M (2003) River system evolution and environmental changes during the Lateglacial in the Paris Basin (France). Quaternary Sci Rev 22 : 2177–2188

Peixoto J, Oort A (1992) Physics of climate. American Institute of Physics, New York

Peltier W (1994) Ice age paleotopography. Science 265 : 195–201

Peltier W (2004) Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth : the ICE-5G (VM2) model and GRACE. Ann Rev Earth Planet Sci 32 : 111–149

Penman H (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. P Roy Soc Lond A193 : 120–146

Petit C, Campy M, Chaline J, Bonvalot J (1996) Major palaeohydrographic changes in Alpine foreland during the Pliocene-Pleistocene. Boreas 25 : 131–143

Petit J, Jouzel J, Raynaud D, Barkov N, Barnola JM, Basile I, Bender M, Chappellaz J, Davis M, Delaygue G, Delmotte M, Kotlyakov V, Legrand M, Lipenkov V, Lorius C, Pépin L, Ritz C, Saltzman E, Stievenard M (1999) Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, antarctica. Nature 399 : 429–436

Peyron O, Guiot J, Cheddadi R, Tarasov P, Reille M, de Beaulieu JL, Bottema S, Andrieu S (1998) Climatic reconstruction in Europe for 18,000 years B.P. from pollen data. Quaternary Res 49(2) : 183–196

Peyron O, Bégeot C, Brewer S, Heiri O, Magny M, Millet L, Ruffaldi P, Van Campo E, Yu G (2005) Late-Glacial climate changes in Eastern France (Lake Lautrey) from pollen, lake-levels, and chironomids. Quaternary Res 64 : 197–211

Pik R, Raoult Y, Kipfer R, Marty B (1998) Noble gases in groundwater from the Albian aquifer (Paris Basin) : fluid dynamics and paleoclimatic record. In : Schott J (ed.), *Mineralogical Magazine*, pp. 1180–1181, Goldschmidt Conference

Pinot S, Ramstein G, Harrison S, Prentice I, Guiot J, Stute M, Joussaume S (1999a) Tropical paleoclimates at the last glacial maximum : comparison of Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP) simulations and paleodata. Clim Dyn 15 : 857–874

Pinot S, Ramstein G, Marsiat I, de Vernal A, Peyron O, Duplessy JC, Weinelt M (1999b) Sensitivity of the European LGM climate to North Atlantic sea-surface temperature. Geophys Res Letters 26 : 1893–1896

Pissart A, Harmand D, Krook L (1997a) L'évolution de la Meuse du Toul à Maastricht depuis le Miocène : corrélations chronologiques et traces des captures de la Meuse Lorraine d'après les minéraux denses. Geogr Phys Quatern 51 : 267–284

Pissart A, Krook L, Harmand D (1997b) La capture de l'Aisne et les minéraux denses des alluvions de la Meuse dans les Ardennes. C R Acad Sci Serie IIa 325 : 411–417

Polcher J (2003) Les processus de surface à l'échelle globale et leurs interactions avec l'atmosphère. Habilitation à Diriger des Recherches, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 86 pp

Pollard D, Barron E (2003) Causes of model-data discrepancies in European climate during oxygen isotope stage 3 with insights from the last glacial maximum. Quaternary Res 59 : 108–113

Pomerol C (1978) Evolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'Actuel, en relation avec les régions avoisinantes. Geol Mijnbouw 57 : 533–543

Poore R, Sloan L (1996) Climates and climate variability of the Pliocene. Mar Micropaleontol 27 : 1–2

Poser H (1948) Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während des Würmeiszeit. Erdkunde 2 : 53–68

Poutou E (2003) Etude numérique du rôle des interactions entre la surface et l'atmosphère dans le cadre d'un changement climatique aux hautes latitudes nord. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 336 pp

Preece R, Scourse J, Houghton S, Knudsen K, Penney D (1990) The Pleistocene sea-level and Neotectonic history of the Eastern Solent, Southern England. Philos T Roy Soc B 328 : 425–477

Priestley C, Taylor R (1972) On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Mon Weather Rev 100 : 81–92

Raoult Y (1999) La nappe de l'Albien dans le bassin de Paris : de nouvelles idées pour de vieilles eaux. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 170 pp

Raymo M (1997) The timing of major climate terminations. Paleoceanography 12 : 577–585

Raymo M, Grant B, Horowitz M, Rau G (1996) Mid-Pliocene warmth : stronger greenhouse and stronger conveyor. Mar Micropaleontol 27 : 313–326

Reille M, de Beaulieu JL (1990) Pollen analysis of a long upper Pleistocene sequence in a Velay maar (Massif central). Palaeogeogr Palaeocl 80 : 35–48

Renssen H, Vandenberghe J (2003) Investigation of the relationship between permafrost distribution in NW Europe and extensive winter sea-ice cover in the North Atlantic Ocean during the cold phases of the Last Glaciation. Quaternary Sci Rev 22 : 209–223

Renssen H, Isarin R, Jacob D, Podzun R, Vandenberghe J (2001) Simulation of the Younger Dryas climate in Europe using a regional climate model nested in an AGCM : preliminary results. Global Biogeochem Cy 30 : 41–57

Renssen H, Isarin R, Vandenberghe J, Lautenschlager M, Schlese U (2000) Permafrost as a critical factor in paleoclimate modelling : the Younger Dryas case in Europe. Earth Planet Sc Lett 176 : 1–5

Rial J (2004) Earth's orbital eccentricity and the rhythm of the Pleistocene ice ages : the concealed pacemaker. Global Planet Change 41 : 81–93

Rind D (1987) Components of the ice age circulation. J Geophys Res 92 : 4241–4281

Robin C, Guillocheau F, Allemand P, Bourquin S, Dromart G, Gaulier J, Prijac C (2000) Echelles de temps et d'espace du contrôle tectonique d'un bassin flexural intracratonique : le bassin de Paris. Bull Soc géol France 171 : 180–196

Ruddiman W (2003) Orbital insolation, ice volume, and greenhouse gases. Quaternary Sci Rev 22 : 141–155

Sadourny R, Laval K (1984) January and July performance of the LMD general circulation model. In : Berger A, Nicolis C (eds.), *New perspectives in climate modeling*, pp. 173–197, Elsevier, Amsterdam

Sánchez-Goñi A, Cacho I, Turon J, Guiot J, Sierro F, Peypouquet J, Grimalt J, Shackleton N (2002) Synchroneity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. Clim Dyn 19 : 95–105

Sarnthein M, Gersonde R, Niebler S, Pflaumann U, Spielhagen R, Thiede J, Wefer G, Weinelt M (2003) Overview of Glacial Atlantic Ocean Mapping (GLAMAP 2000). Paleoceanography 18 : 1030

Schumm S (1993) River response to baselevel change : implications for sequence stratigraphy. J Geol 101 : 279–294

Shackleton N, Opdyke N (1973) Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28–238 : Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 and 10^6 year scale. Quaternary Res 3 : 39–55

Shackleton N, Backman J, Zimmerman H, Kent D, Hall M, Roberts D, Schnitker D, Baldauf J, Desprairies A, Homrighausen R, Huddlestun P, Keene J, Kaltenback A, Krumsiek K, Morton A, Murray J, Westberg-Smith J (1984) Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. Nature 307 : 620–623

Shackleton N, Berger A, Peltier W (1990) An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. T Roy Soc Edin Earth 81 : 251–261

Shackleton NJ, Hall MA, Pate D (1995) Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846. In : Pisias N, Mayer L, Janecsek T, Palmer-Julson A, van Andel T (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 138, pp. 337–355, Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, Texas

Sitch S, Smith B, Prentice I, Arneth A, Bondeau A, Cramer W, Kaplan J, Levis S, Lucht W, Sykes M, Thonicke K, Venevski S (2003) Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic vegetation model. Glob Change Biol 9 : 161–185

Sloan C, van Everdingen R (1988) Region 28, Permafrost region. In : Back W, Rosenshein J, Seaber P (eds.), *The Geology of North America*, vol. 0–2, Hydrogeology, chap. 31, pp. 263–270, Geol Soc Am

Sloan L, Crowley T, Pollard D (1996) Modeling of middle Pliocene climate with the NCAR GENESIS general circulation model. Mar Micropaleontol 27 : 51–61

Smith M, FAO (1992) Report on the expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements. Rapport technique, FAO/AGL, 60 pp

Snyder N, Whipple K, Tucker G, Merritts D (2000) Landscape response to tectonic forcing : digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. GSA Bulletin 112 : 1250–1263

Snyder N, Whipple K, Tucker G, Merritts D (2003) Channel response to tectonic forcing : field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California. Geomorphology 53 : 97–127

Stieglitz M, Déry S, Romanovsky V, Osterkamp T (2003) The role of snow cover in the warming of artic permafrost. Geophys Res Letters 30 : 1721

Stute M, Sonntag C (1989) Paleotemperatures derived from noble gases dissolved in groundwater and in relation to soil temperature. In : *Isotopes of noble gases as tracers in environmental studies*, pp. 111–121, IAEA Vienna

Suc JP, Cravatte J (1982) Etude palynologique du Pliocène de Catalogne (Nord-ouest de l'Espagne). Palobiol Cont 13 : 1–31

Suc JP, Zagwijn W (1983) Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and palaeoclimatic data. Boreas 12 : 153–166

Suc JP, Diniz F, Leroy S, Poumot C, Bertini A, Dupont L, Clet M, Bessais E, Zheng Z, Fauquette S, Ferrier J (1995) Zanclean (∼Brunssumian) to early Piacenzian (∼early-midlle Reuverian) climate from 4^o to 54^o north latitude (West Africa, West Europe and West Mediterranean areas). Meded Rijks Geol Dienst 52 : 43–56

Tarasov L, Peltier W (1999) The impact of thermo-mechanical ice-sheet coupling on a model of the 100 kyr ice-age cycle. J Geophys Res 104 : 9517–9545

Tarasov P, Peyron O, Guiot J, Brewer S, Volkova V, Bezusko L, Dorofeyuk N, Kvavadze E, Osipova I, Panova N (1999) Last Glacial Maximum climate of the former Soviet Union and Mongolia reconstructed from pollen and macrofossil data. Clim Dyn 15 : 227–240

van Tatenhove F, Olesen O (1994) Ground temperature and related permafrost characteristics in West greenland. Permafrost Periglac 5 : 199–215

Tebbens L, Veldkamp A, Van Dijke J, Schoorl J (2000) Modeling longitudinal-profile development in response to Late Quaternary tectonics, climate and sea-level changes : the River Meuse. Global Planet Change 27 : 165–186

Teles V, Mouche E, Maugis P, Huhle M, Brulhet J, Vigneron G, Wendling J (2005) Impact of landscape evolution over 1 million years on the hydraulic boundary conditions of the Callovo-Oxfordian layer. In : *Clays in natural & engineered barriers for radioactive waste confinement*, 2nd international meeting, 14–18 mars, p. 469, Tours, ANDRA

Théry S, Flipo N (2004) Av-xmaille2, mailleur pour NEWSAM. http ://www.sisyphe.jussieu.fr/internet/piren/

Thompson R, Fleming R (1996) Middle Pliocene vegetation : reconstructions, paleoclimatic inferences and boundary conditions for climatic modeling. Mar Micropaleontol 27 : 27–49

Thornthwaite C (1948) An approach toward a rational classification of climate. Geogr Rev 76 : 55–94

Tiedemann R, Sarnthein M, Shackleton NJ (1994) Astronomic timescale for the Pliocene $\delta^{18}0$ and dust records of Ocean Drilling Program Site 659. Paleoceanography 9 : 619–638

Tiedtke M (1989) A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. Mon Weather Rev 117 : 1179–1800

Tóth J, Millar R (1983) Possible effects of erosional changes of the topographic relief on pore pressures at depth. Water Resour Res 19 : 1585–1597

Tourenq J (1989) Les Sables et Argiles du Bourbonnais (Massif central, France). Une formation fluvio-lacustre d'âge pliocène supérieur. Etude minéralogique, sédimentologique et stratigraphique. Doc BRGM 174, 333 pp

Tourenq J, Pomerol C (1995) Mise en évidence, par la présence d'augite du Massif central, de l'existence d'une pré Loire-pré Seine coulant vers la Manche au Pliocène. C R Acad Sci Serie IIa 320 : 1163–1169

Törnqvist T (1998) Longitudinal profile evolution of the Rhine-Meuse system during the last deglaciation : interplay of climate change and glacio-eustasy ? Terra Nova 10 : 11–15

Tzedakis PC, Andrieu V, de Beaulieu JL, Crowhurst S, Follieri M, Hooghiemstra H, Magri D, Reille M, Sadori L, Shackleton NJ, Wijmstra TA (1997) Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500,000 years. Earth Planet Sc Lett 150 : 171–176

Van Vliet-Lanoë B (1989) Dynamics and extent of the Weichselian permafrost in western Europe (substage 5E to stage 1). Quatern Int 3–4 : 109–113

Van Vliet-Lanoë B (1996) Relations entre la contraction thermique des sols en Europe du Nord-Ouest et la dynamique de l'inlandsis weichsélien. C R Acad Sci Serie IIa 322 : 461–468

Van Vliet-Lanoë B (1998) Frost and soils : implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy. Catena 34 : 157–183

Van Vliet-Lanoë B (1999) Pergélisols et glaciers. In : *La France pendant les deux derniers extrêmes climatiques. Variabilité naturelle des environnements*, rapport technique Environnement physique, pp. 17–21, ANDRA-CNF-INQUA

Van Vliet-Lanoë B (2000) Extension du pergélisol en Europe au Ðernier Maximum Glaciaire (20 ka BP). Lettre pigb pmrc pp. 38–43

Van Vliet-Lanoë B, Bonnet S, Hallégouët B, Laurent M (1997) Neotectonic and seismic activity in the Armorican and Cornubian Massifs : regional stress field with glacio-eustatic influence ? J Geodyn 24 : 219–239

Van Vliet-Lanoë B, Laurent M, Everaerts M, Mansy J, Manby G (2000) Evolution néogène et quaternaire de la Somme, une flexuration tectonique active. C R Acad Sci Serie IIa 331 : 151–158

Van Vliet-Lanoë B, Magyari A, Meilliez F (2004) Distinguishing between tectonic and periglacial deformations of quaternary continental deposits in Europe. Global Planet Change 43 : 103–127

Vandenberghe J (1995) Timescales, climate and river development. Quaternary Sci Rev 14 : 631–638

Vandenberghe J (2002) The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. Quatern Int 91 : 17–23

Vandenberghe J, Pissart A (1993) Permafrost changes in Europe during the Last Glacial. Permafrost Periglac 4 : 121–135

Velichko A (1982) Paleogeography of Europe during the last one hundred thousand years. Nauka, Moscow

Vidstrand P (2003) Surface and subsurface conditions in permafrost areas — a literature review. Rapport technique TR-03-06, SKB

Waelbroeck C, Labeyrie L, Michel E, Duplessy J, McManus J, Lambeck K, Balbon E, Labracherie M (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. Quaternary Sci Rev 21 : 295–305

Webb PN, Harwood D (1991) Late Cenozoic glacial history of the Ross Embayment, Antarctica. Quaternary Sci Rev 10 : 215–224

Wei H (1990) Modélisation tridimensionnelle du transfert d'eau, de chaleur et de masse dans l'aquifère géothermique du Dogger dans le bassin de Paris. Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, 250 pp

Weinelt M, Sarnthein M, Pflaumann U, Schulz H, Jung S, Erlenkeuser H (1996) Ice-free nordic seas during the last glacial maximum ? Potential sites of deepwater formation. Paleoclimates 1 : 283–309

Winograd I, Coplen T, Landwehr J, Riggs A, Ludwig K, Szabo B, Kolesar P, Revesz K (1992) Continuous 500,000-year climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada. Science 258 : 255–260

Woo M, Winter T (1993) The role of permafrost and seasonal frost in the hydrology of northern wetlands in North America. J Hydrol 141 : 5–31

Wyns R (1977) Tectonique récente dans l'Ouest du Bassin parisien. Méthodes d'étude et bilan des déformations plio-quaternaires. Bull Soc géol France 5 : 1093–1103

Yokoyama Y, Lambeck K, De Deckker P, Fifield L (2000) Timing of the last glacial maximum from observed sea-level minima. Nature 406 : 713–716

York J, Filby S, Person M, Wright H, Gutowski W (2000) A Holocene hydrologic model of the Crow Wing Watershed, Minnesota. J Geochem Explor 69–70 : 419–422

York J, Person M, Gutowski W, Winter T (2002) Putting aquifers into atmospheric simulation models : an exemple from the Mill Creek Watershed, northeastern Kansas. Adv Water Resour 25 : 221–238

Zagwijn W (1960) Aspects of the Pliocene and early Pleistocene vegetation in The Netherlands. Mededelingen van de Geologische Stichting 3 : 1–78

Zhang T, Barry R, Brown J (1999) Statistics and characteristics of permafrost distribution in the Northern Hemisphere. Polar Geogr 23 : 132–154

Zheng Z (1990) Végétations et climats néogènes des Alpes maritimes franco-italiennes d'après les données de l'analyse palynologique. Palobiol Cont 17 : 217–244

Zheng Z, Cravatte J (1986) Etude palynologique du Pliocène de la Côte d'Azur (France) et du littoral ligure (Italie). Geobios 19 : 815–823

Zhou T, Li Z (2002) Simulation of the East Asian Summer Monsoon using a variable resolution atmopsheric GCM. Clim Dyn 19 : 167–180