

# EFFETS DE LA TOPOGRAPHIE SUR LES CIRCULATIONS DE BRISE DE MER DANS LA PROVINCE OCCIDENTALE DU CAP : ÉTUDE D'UNE SITUATION CARACTÉRISTIQUE AU MOYEN DE LA MODELISATION MESO-ÉCHELLE

Olivier PLANCHON\* ; Valérie BONNARDOT\*\* et Sylvie CAUTENET\*\*\*

\* COSTEL-LETG UMR 6554 CNRS, Université Rennes-2

\*\* ARC-ISCW, Stellenbosch, Afrique du Sud

\*\*\* LaMP-UMR 6016 CNRS, Université Blaise Pascal

## RESUMEN

Se ha analizado el efecto de la topografía sobre la circulación de la brisa marina en el área vitivinícola de South Western Cape en Suráfrica. Se han llevado a cabo simulaciones numéricas utilizando el Regional Atmospheric Modelling System (RAMS) para una típica situación meteorológica estival. Los resultados muestran los efectos climáticos a muy pequeña escala de la compleja topografía del sector cuando la brisa marina penetra hacia el interior: la rugosidad, brisas de vertiente, la humedad superficial y las diferencias de temperatura.

**Palabras clave:** Brisa marina, modelización atmosférica mesoescalar, efecto de la topografía, Sudáfrica.

## ABSTRACT

*The effect of the topography on the sea breeze circulation was studied in the South Western Cape wine growing area of South Africa. Numerical simulations were performed using the Regional Atmospheric Modelling System (RAMS) for a typical summer meteorological situation. The results showed the small-scale climatic effects of the complex topography of the area when the sea breeze penetrated inland: roughness effect, up-slope breezes, surface humidity and temperature differences.*

**Key words:** Sea breeze, meso-scale atmospheric modelling, topography effect, South Africa.

## 1. INTRODUCTION

Les brises de mer/terre et les brises de pente sont des circulations méso-échelle connues pour leur rôle dans le transport des polluants au-dessus des espaces urbains et industriels côtiers (nombreuses études citées par exemple par ABBS et PHYSICK, 1992; SIMPSON, 1994; JANOUXE-YACONO, 1995). Elles favorisent aussi des événements topoclimatiques dont la connaissance peut être utile à certaines cultures. Les particularités météorologiques liées à brise de mer ont attiré l'attention de l'industrie viticole sud-africaine, en raison de leurs effets bénéfiques sur la croissance et la maturation du raisin (CAMPBELL-CLAUSE, 1988 ; DÜRING, 1976 ; COOMBE, 1987). La brise de mer est habituelle en février (période de maturation pour la plupart des cépages cultivés dans la région du Cap : BONNARDOT, 1999) dans la Province Occidentale du Cap, mais l'interaction entre la circulation de brise et la circulation synoptique est encore mal connue sur cette région, de même que le rôle de la topographie. L'extrême sud-ouest de la Province Occidentale du Cap est pourtant exceptionnel par sa position à l'extrême sud-ouest du continent africain. Ce territoire au climat tempéré chaud de type méditerranéen présente une configuration géographique

complexe (Péninsule du Cap au sud-ouest, Table Bay à l'ouest et False Bay au sud, intérieur montagneux) (Fig.1) et est bordé par l'océan Atlantique et ses eaux de surface remarquablement fraîches à l'ouest (courant de Benguela et *upwelling* côtier), plus chaudes au sud grâce au courant des Aiguilles venant de l'Océan Indien. La plaine côtière et les collines de l'intérieur (Tygerberg : 457 m, Bottelaryberg : 476 m) sont dominées à l'est par des chaînes de montagnes orientées NW-SE (Helderberg, Simonsberg : 1.100-1.400 m).

L'espace étudié le plus précisément (région viticole de Stellenbosch) comprend la plaine côtière de la False Bay au sud et un arrière pays de collines s'élevant vers le nord-est et le nord (Bottelaryberg). Les recherches menées sur la brise de mer dans cette région dans le cadre d'un programme de recherche ARC-ISCW (Stellenbosch, Afrique du Sud) / COSTEL-LETG (Rennes, France) / LaMP (Clermont-Ferrand, France) ont eu d'abord pour objectif de déterminer la distance de pénétration de la brise dans l'intérieur des terres, sur l'espace viticole. La simulation numérique est apparue nécessaire pour analyser la structure verticale de l'atmosphère durant les journées d'observation de la brise, et analyser de façon détaillée la circulation de brise et ses effets (BONNARDOT *et al.*, 2002). Le but de cet article est de montrer, à l'aide des résultats des simulations numériques, l'influence de la topographie sur l'évolution de la brise de mer dans le temps et dans l'espace, dans la région viticole de Stellenbosch pendant la période de maturation du raisin.

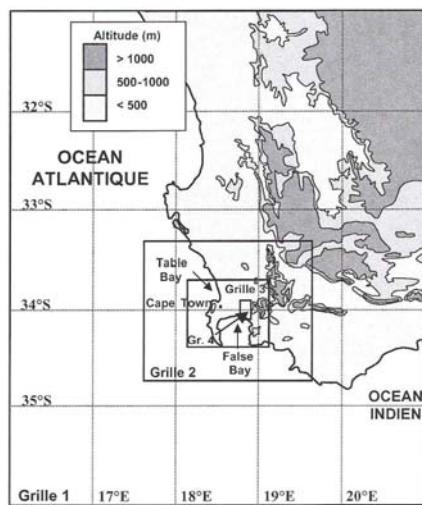


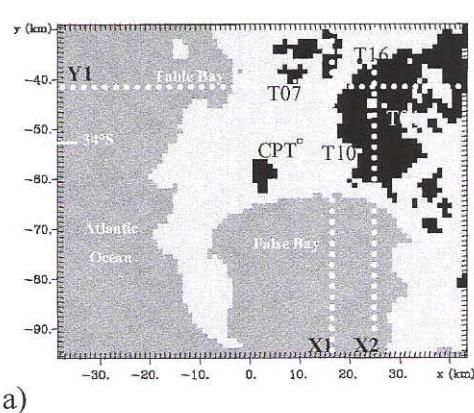
Fig. 1. Présentation de l'espace étudié (relief) avec les 4 grilles de simulation imbriquées

## 2. METHODE

Parmi les journées représentatives des situations météorologiques estivales caractéristiques de la Province Occidentale du Cap étudiées (3, 18 et 19 février 2000), seuls les résultats des simulations portant sur celle du 3 février sont présentées dans cet article. Le 18 février, un fort ( $> 10 \text{ m : s}^{-1}$ ) vent dominant de nord ou *berg wind* a imposé des conditions très chaudes (37,4°C à l'aéroport du Cap) et sèches en surface et a empêché la pénétration vers l'intérieur de la brise soufflant de la False Bay et dévié vers le sud celle venant de la Table Bay. La journée du 19 février était par contre l'une des plus fraîches du mois, en raison d'un flux dominant d'ouest (masse d'air océanique) qui a limité l'effet thermique de la brise de mer à une baisse de température ne dépassant pas 1°C sur les stations météorologiques de référence. Durant la journée du 3 février, la région était

affectée par un flux dominant de sud d'origine océanique. Malgré une ambiance légèrement plus chaude et sèche que la moyenne mensuelle, cette journée était la plus représentative des conditions météorologiques habituelles de la période de maturation. La direction du flux dominant était favorable à une large pénétration de la brise de mer dans l'intérieur des terres, ce qui permettait d'étudier en détail l'influence de la topographie accidentée de la région étudiée sur la brise et ses effets sur l'humidité et la température lorsqu'elle atteint les collines viticoles et le piémont des montagnes de Stellenbosch.

Les simulations ont été effectuées au moyen du modèle méso-échelle RAMS (Regional Atmospheric Modelling System : PIELKE *et al.*, 1992), intégrant quatre grilles imbriquées à mailles de 25 km, 5 km, 1 km et 200 m de côté (Fig. 1). Le RAMS prend en compte des données de topographie (obtenues auprès de la NOAA), d'occupation et de nature du sol (*Institute for Soil, Climate and Water*). On intègre les données de température de surface de la mer fournies par le Centre Européen de Reading (ECMWF) et complétées par des données mesurées le long de la côte de la Province Occidentale du Cap et fournies par le *South African Weather Service* (SAWS). Les données des champs météorologiques analysés de Reading, obtenues toutes les six heures pour chaque situation à brise de mer sélectionnée, sont intégrées au modèle pour 30 niveaux d'altitude (du sol à 9000 m). Afin de prendre en compte la circulation synoptique, l'espace couvert par les données de l'ECMWF s'étend de 25°S à 40°S et de 5°E à 25°E. Conformément aux nombreuses autres expériences de modélisation numérique (par exemple : KEYSER et ANTHES, 1977), plusieurs tests de sensibilité ont été effectués, afin d'améliorer la pertinence des résultats. Les résultats sont présentés ici pour les grilles à mailles de 1 km et de 200 m et à l'aide de coupes verticales au-dessus du vignoble de Stellenbosch (Figs. 2a y 2b).



a)

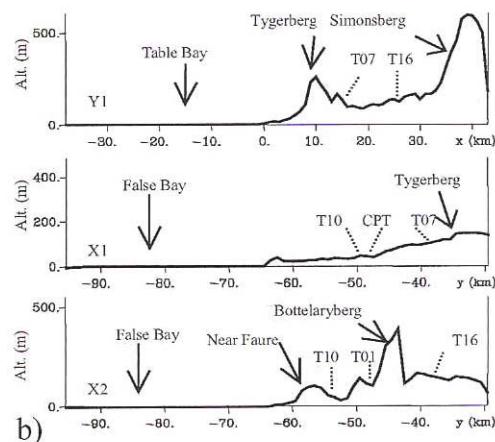


Fig. 2a. Espace étudié et simulé couvert par la grille à mailles de 1 km. Localisation des stations météorologiques (T01, T07, T10, T16 ; sauf T28 située en dehors des limites de la grille) dans le vignoble (en noir) et tracé des transects (de haut en bas : Y1, X1 et X2)

Fig. 2b. Topographie le long des trois transects. Les distances (km) sont données par rapport au centre de l'espace modélisé (grille 1) : 33°5'S / 18°5'E.)

Les données horaires de surface mesurées par cinq stations automatiques du réseau de l'ARC-Nietvoorbij, situées dans les vignobles de Stellenbosch et de Paarl, à différentes distances des

côtes de la Table Bay (à l'ouest) et de la False Bay (au sud) et représentant donc différents sites du point de vue de l'altitude et de l'exposition, ont été utilisées pour valider les résultats des simulations. Des tableaux récapitulatifs présentant des comparaisons entre les données mesurées et simulées (humidité relative et température) ont été donnés par BONNARDOT *et al.* (2002). Les résultats sont donnés en heures locales (GMT + 02:00).

### 3. RESULTATS

Les résultats de la simulation du 3 février montrent clairement le flux dominant qui se combinait à la brise de mer et la renforçait. Le flux dominant de sud favorisait la pénétration de la brise de la False Bay durant la journée du 3 février (Fig. 3).

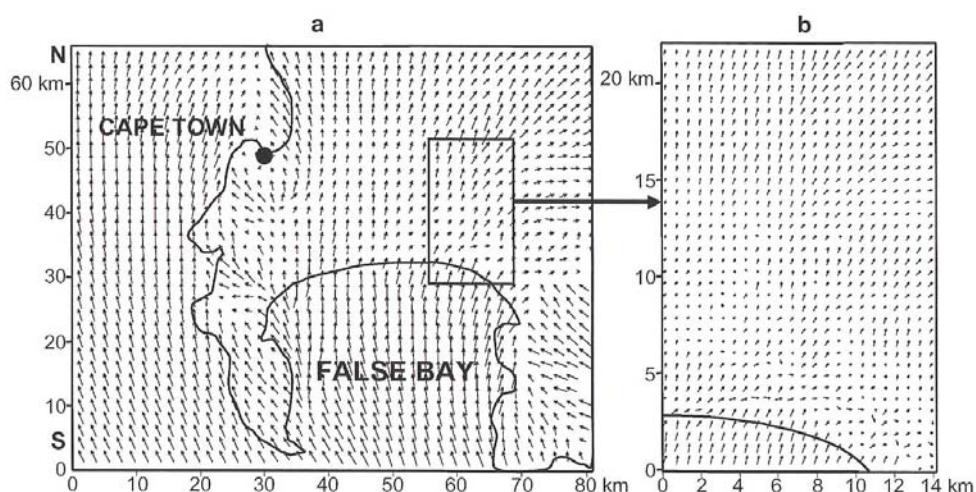


Fig. 3. Champ de vent en surface à 17:00 locale (longueur des flèches proportionnelle à la vitesse du vent)  
 a) Grille à mailles de 1 km (vitesse maximale simulée :  $13,9 \text{ m.s}^{-1}$ ) ; b) Grille à mailles de 200 m (vitesse maximale simulée :  $14 \text{ m.s}^{-1}$ )

La vitesse du vent dans les basses couches, maximale sur la baie ( $14 \text{ m.s}^{-1}$ ), diminuait rapidement au passage de la côte (effet direct de la rugosité) : déjà  $10 \text{ m.s}^{-1}$  sur le littoral (Figs. 3 et 4). En effet, la conséquence majeure de l'augmentation brutale de la rugosité au passage de la mer à la terre est, pour un littoral exposé au vent dominant, une diminution rapide de la vitesse du vent de la côte vers l'intérieur (SMITH, 1976 ; OKE, 1978). En direction de l'intérieur, les montagnes situées à l'est de l'espace étudié provoquaient une déviation du flux vers le nord-est et l'est, la vitesse du vent étant localement accélérée sur les versants les mieux exposés au sud-ouest et au sud (Bottelaryberg), exprimant ainsi l'effet des brises de pente montante. Ces brises de pente attiraient la brise de mer soufflant de la False Bay, remontant ainsi la vallée de l'Eerste River. Quand une plaine est fermée par des montagnes qui coupe une vallée importante, la brise de vallée se développe pendant que la brise de mer s'installe et, quand les deux se rejoignent, l'air marin est entraîné plus à l'intérieur en remontant la vallée (JANOUEX-YACONO, 1995). Un effet de canalisation et d'accélération (effet *Venturi*) peut être noté à travers la péninsule du Cap en direction du nord-ouest. Dans les climats tempérés chauds comme dans la région étudiée, la vitesse du vent de surface lié à la brise de mer peut atteindre 7 à 9  $\text{m.s}^{-1}$  et parfois davantage (GENTILLI,

1971 ; PEDELABORDE, 1987), en particulier quand la brise de mer est combinée à une brise de vallée ou de pente montante (MAHRER et PIELKE, 1977 ; ALPERT *et al.*, 1982).

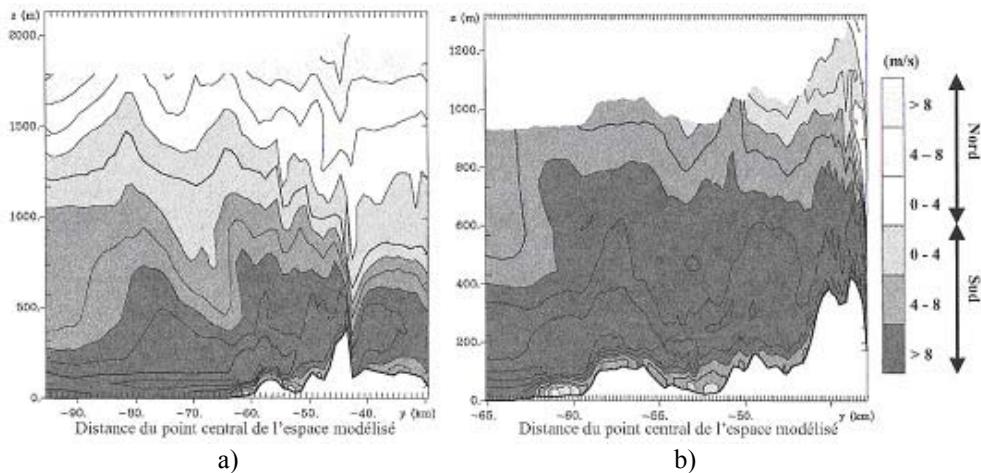


Fig. 4. Coupes verticales sud-nord de la vitesse du vent méridien  $v$  ( $m.s^{-1}$ ), le 3 février à 17:00 locale à  $18^{\circ}47'E$  (X2). a) grille 3 ; b) grille 4

La grille de simulation à mailles de 200 m (grille 4) (Figs. 3b et 4b) permet d'affiner les observations faites ci-dessus avec les résultats de la grille à mailles de 1 km. A proximité immédiate du littoral, le moindre relief, même modeste, influence fortement les caractéristiques de la brise de mer. Un système dunaire important constitue un « brise-vent » efficace et modifie le climat au niveau d'échelle local. La False Bay est bordée par des alignements de dunes parallèles à la côte et dont la plus haute atteint plus de 80 m. Ces dunes sont couvertes en grande partie par une végétation buissonnante sempervirente (*shrub*). La grille à mailles de 200 m a montré, pour la journée du 3 février à 17:00, que la vitesse du vent en surface passait de  $10 m : s^{-1}$  sur le littoral à moins de  $2 m : s^{-1}$  localement à environ 2 km plus à l'intérieur (Fig. 4b), c'est-à-dire en arrière des dunes, en accord avec des observations sur la dynamique éolienne liée au profil dunaire du littoral aquitain, dans le sud-ouest de la France (BARRERE, 1990). La topographie ondulée du système dunaire et sa fixation par la végétation accentuent la rugosité sur la bordure immédiate du continent. La vitesse du vent en surface se renforçait plus à l'intérieur mais de façon irrégulière dans l'espace. Les variations spatiales de vitesse et surtout de direction du vent sur le sud-est de l'espace couvert par la grille 4 sont vraisemblablement liées à l'agglomération urbaine étendue de Strand - Somerset West (immeubles sur la côte, vastes quartiers résidentiels à l'intérieur sur une topographie ondulée, sur les premières pentes du Helderberg). Les massifs montagneux atteignent la côte au sud de l'agglomération. La vitesse et la direction du vent sont soumises à d'importantes perturbations dues à la morphologie urbaine (« *canyons urbains* » par exemple : SACRE et ELIASSON, 2002). En arrière de la basse plaine de la Eerste River, abritée par le cordon dunaire et caractérisée par de faibles vitesses du vent en surface ( $3 à 5 m.s^{-1}$  sur une grande partie de la plaine), le relief de collines multiplie les expositions et la vitesse du vent était renforcée par les brises de pente sur tous les versants exposés à la brise de mer combinée au flux dominant de sud. Confirmant les résultats de la grille 3, les vitesses maximales apparaissaient sur le versant sud du Bottelaryberg ( $14 m : s^{-1}$ ). Les effets de la topographie sur la circulation atmosphérique méso-échelle apparaissent aussi avec les vitesses verticales (Fig. 5).

Le 3 février à 14:00 (Fig. 5a), l'air maritime était stable et subsident au-dessus de la False Bay, mais, en pénétrant sur le continent, la convection thermique et la topographie ont favorisé le développement de mouvements ascendants localisés. Des ascendances étaient simulées au-dessus des versants sud de chaque relief, avec une vitesse verticale maximale de  $1,5 \text{ m : s}^{-1}$  sur le versant sud du Bottelaryberg, donc en relation avec la brise de mer combinée à la brise de pente montante. A titre de comparaison, les cellules ascendantes et subsidentes sont plus nettes et de plus forte intensité (les ascendances, surtout : maximum de  $8,5 \text{ m : s}^{-1}$ ) le 18 février à la même heure (Fig. 5b), mais ces mouvements atmosphériques locaux sont sans rapport avec la brise de mer puisque le berg wind empêchait celle-ci de pénétrer sur le continent par la False Bay. Le berg wind imposait alors des mouvements ascendants *au vent* des reliefs (versants nord) et des mouvements subsidents *sous le vent* des reliefs (versant sud).

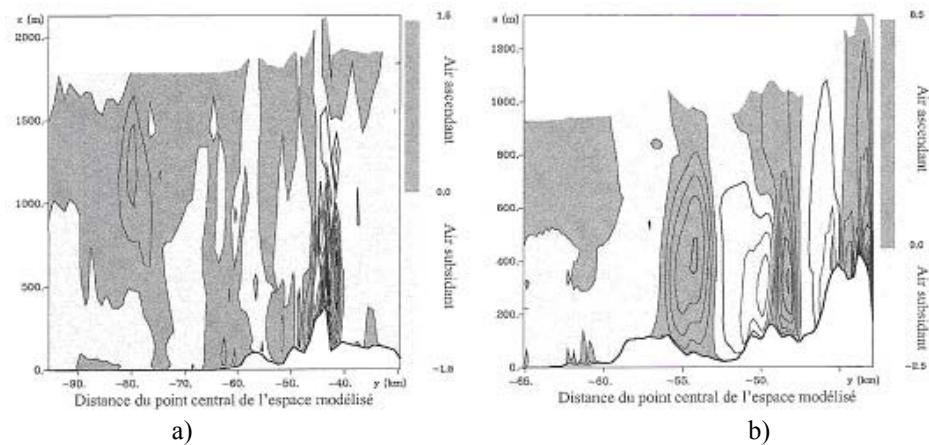


Fig. 5. Vitesse verticale ( $\text{m.s}^{-1}$ ) le long du transect X2 ( $18^{\circ}47'\text{E}$ ) à 14:00 locale  
a) Le 3 février, grille 3 ; b) Le 18 février, grille 4

Le 3 février à 14:00, une couche d'air peu épaisse (50 à 100 mètres) mais très humide (80% d'humidité relative) était observée en surface au-dessus de la False Bay et commençait à pénétrer jusqu'à 5 km dans l'intérieur, sur le versant sud des premières collines (Fig. 6a).

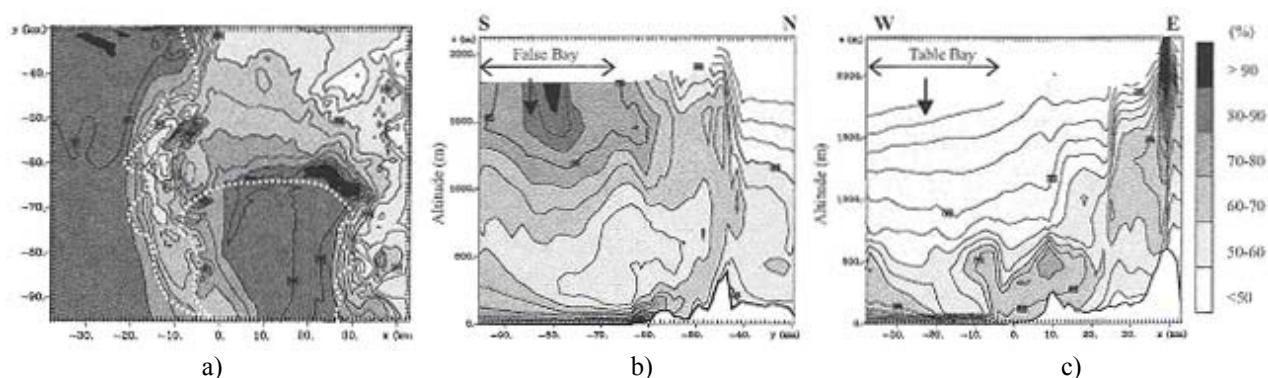


Fig. 6. Humidité relative (%) simulée pour la journée du 3 février 2000 à 14:00 locale  
a) Coupe horizontale en surface (trait de côte en pointillés blancs) ; b) Coupe verticale X2 ; c) Coupe verticale Y1. Distances (km) données par rapport au centre de l'espace modélisé

L'humidité décroissait progressivement plus à l'intérieur, de façon plus ou moins régulière en fonction du relief. Des valeurs de 60% étaient simulées sur le versant sud des collines du Bottelaryberg et du Tygerberg. La température de surface s'élevait du sud au nord sous l'effet de l'éloignement du littoral et de l'atténuation de l'effet rafraîchissant de l'air maritime advecté sur le continent par la brise de mer (Figs. 7a et 8b), mais, à 14:00, un gradient thermique resserré était visible au contact entre l'air maritime et l'air continental, le long du littoral. La pénétration de la brise de mer ne fait pas disparaître le seuil thermique littoral et certaines configurations géomorphologiques accentuent cette discontinuité telles que les côtes à dunes (PITA LOPEZ et OJEDA ZUJAR, 1991 ; REGNAULD et PLANCHON, 2003).

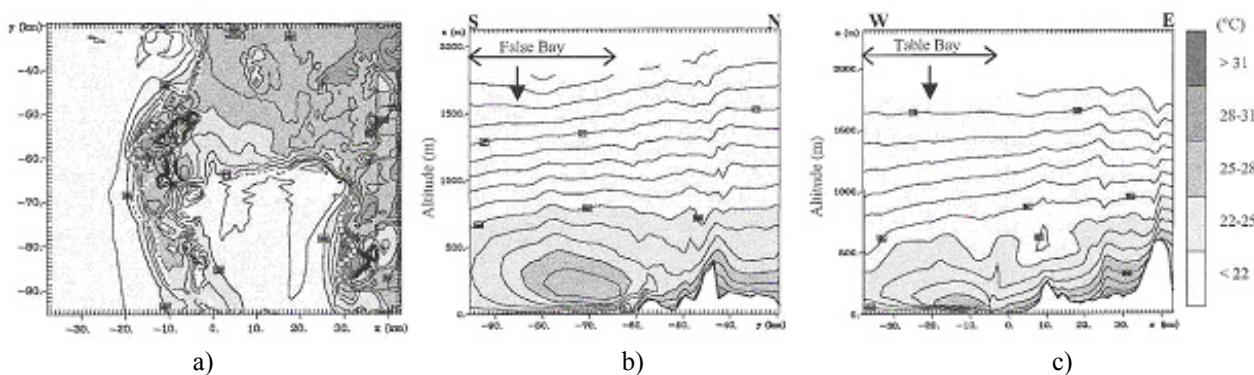


Fig. 7. Température (°C) simulée pour la journée du 3 février 2000 à 14:00 locale  
a) Coupe horizontale en surface (trait de côte en pointillés blancs) ; b) Coupe verticale X2 ; c) Coupe verticale Y1. Distances (km) données par rapport au centre de l'espace modélisé

Le relief imposait des variations locales : des différences de température de 2 à 4°C ont été simulées entre certains versants, avec une atténuation des contrastes en direction de l'intérieur (Fig. 7b). Le flux de sud du 3 février a accentué les contrastes thermiques entre les versants sud exposés à la brise donc plus frais et les versants nord plus chauds : 4°C d'écart entre les versants sud et nord de la colline située à proximité de Faure, bien que peu élevée (152 m) mais située à 5 km de la côte et 2°C entre les versants sud et nord du Bottelaryberg pourtant nettement plus élevé (476 m) mais situé plus à l'intérieur. A 17:00, l'air maritime humide et frais a franchi les dunes côtières et pénétrait dans les vallées (Eerste River), mais était "bloqué" par les collines les plus proches de la côte (près de Faure, à 6 ou 7 km du littoral) (Figs. 8 et 9). Le gradient thermique vertical est aussi perturbé par la topographie. Ainsi, l'inversion thermique liée au développement de la circulation de brise était particulièrement bien visible, à 14:00, sur la False Bay comme sur la Table Bay (Figs. 7b et 7c). A 17:00, en pénétrant sur le continent plus chaud (même par rapport à la False Bay dont la surface était à 20-22°C) et accidenté, la mince couche d'air maritime humide et frais d'environ 100 m d'épaisseur maintenait cette inversion que la brise prolongeait jusqu'aux premières collines viticoles (Figs. 9a et 9b). "L'inversion thermique de brise de mer" s'étendait donc sur environ 30 km au-dessus de la mer et seulement 10 km au-dessus de la bordure du continent. Au-delà de la colline de Faure, l'humidité relative décroissait rapidement tandis que la température s'élevait en surface, atténuant l'inversion dès le sommet de la colline, puis la faisant disparaître au-delà. Les propriétés de l'air maritime (donc sa structure verticale) se modifient rapidement lorsque celui-ci

entre en contact avec la surface continentale chaude (EDINGER, 1963 ; CARREGA, 1994) ; dans ce cas, la topographie accentue cette modification.

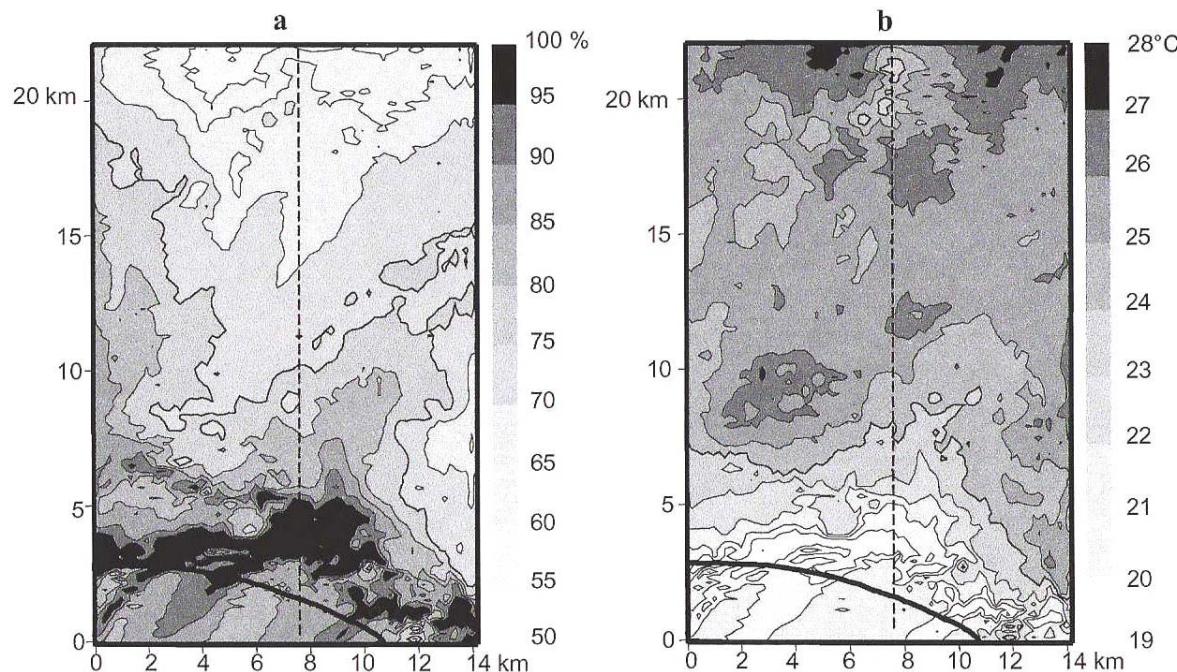


Fig. 8. Coupes horizontales de l'humidité  
a) et de la température ; b) le 3 février à 17:00 locale (grille 4). Ligne tiretée : tracé de la coupe verticale X2

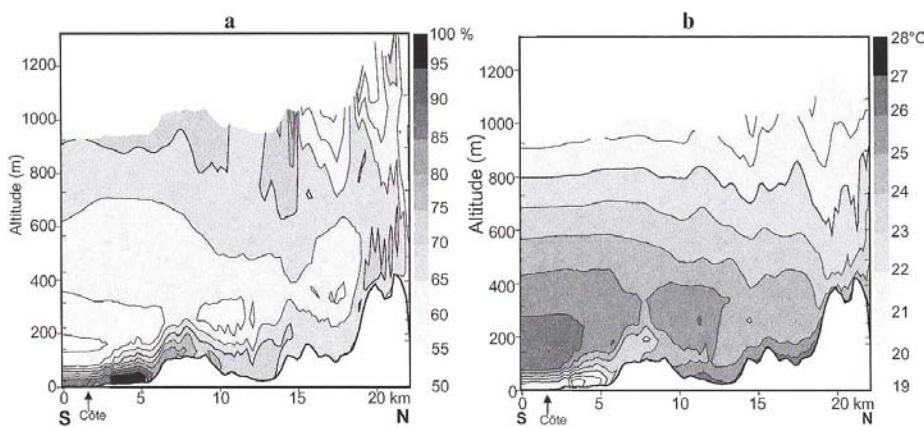


Fig. 9. Coupes verticales sud-nord de l'humidité  
a) et de la température ; b) le 3 février à 17:00 locale à 18°47'E (X2-Grille 4)

Plus à l'ouest (transect X1), en l'absence d'obstacle topographique, l'air maritime pénétrait plus loin à l'intérieur des terres. Pourtant, le seuil thermique littoral était à peine moins marqué que sur le

transect X2, avec, à 14:00, un gradient thermique de 4°C pour les 5 premiers kilomètres de la côte vers l'intérieur (2°C pour les 25 km suivants) sur le transect X1 contre 5°C pour la même distance (2°C pour les 6 km suivants) sur le transect X2 (BONNARDOT *et al.*, 2002). La discontinuité mer-terre a donc bien un rôle essentiel. Au delà de l'étroite bordure soumise à l'effet climatique direct de cette discontinuité, la topographie prend le relais pour modifier le champ thermique de surface, en fonction de son modélisé.

Les mesures des stations météorologiques ont confirmé les résultats des simulations (BONNARDOT *et al.*, 2002). La baisse de température due à l'arrivée de la brise de mer a atteint 2°C entre 13:00 et 14:00 ou entre 14:00 et 15:00, selon le site.

#### 4. CONCLUSION

Les résultats de simulations numériques méso-échelle effectuées au moyen du modèle RAMS pour la journée du 3 février 2000, une journée estivale caractéristique dans le sud-ouest de l'Afrique du Sud, montrent différents aspects de l'influence de la topographie sur la circulation de brise de mer, lorsque celle-ci pénètre à l'intérieur des terres. Lorsque la brise de mer combinée au flux dominant de sud pénètre sur l'espace viticole constitué par des collines dominées plus à l'intérieur par des chaînes de montagnes, la rugosité et les multiples expositions imposent une forte variation spatiale aux échelles fines dans la direction et la vitesse du vent, l'humidité relative et la température (brises de pente, oppositions de versants). Ces contrastes topo-climatiques sont d'autant plus accentués que l'influence de la brise de mer est importante, donc à proximité de la côte, où des reliefs même peu marqués (dunes côtières, premières collines atteintes par la brise vers l'intérieur) imposent de fortes différences locales.

#### 5. REMERCIEMENTS

Dr. Marc Prohom, *Grup de Climatologia*, Université de Barcelone (Espagne).

#### 6. REFERENCES

- ABBS, D.J. and PHYSICK, W.L. (1992). "Sea breeze observations and modelling: a review". *Australian Meteorological Magazine*, 41, pp.7-19.
- ALPERT, P. *et al.* (1982). "A model simulation of a summer circulation from the eastern Mediterranean past Lake Kinneret in the Jordan Valley". *Monthly Weather Review*, 110 (8), pp. 994-1006.
- BARRÈRE, P. (1990). Dynamique des milieux dunaires gascons. *Le littoral gascon et son arrière-pays*, Actes du colloque d'Arcachon, pp.7-19.
- BONNARDOT, V. (1999). « Étude préliminaire des brises de mer pendant la période de maturation dans la région viticole du Cap en Afrique du Sud. » *Publications de l'AIC*, 12, pp.26-33.
- BONNARDOT, V. *et al.* (2002). « Diurnal wind, relative humidity and temperature variation in the Stellenbosch-Groot Drakenstein winegrowing area». *South African Journal of Enology and Viticulture*, 23 (2), pp.62-71.
- BONNARDOT, V., PLANCHON, O. and CAUTENET, S. (2004). "The sea breeze development under an offshore synoptic wind in the South Western Cape and implications over the Stellenbosch wine-producing area". *Theoretical and Applied Climatology*, sous presse.

- CAMPBELL-CLAUSE, J.M. (1988). "Stomatal response of grapevines to wind". *Austr. J. Exp. Agr.*, 38, pp.77-82.
- CARREGA P. (1994). *Topoclimatologie et habitat. Analyse spatiale quantitative et appliquée*, 35-36, Revue de Géographie du Laboratoire d'Analyse Spatiale Raoul Blanchard, UFR Espaces et Cultures, Université de Nice-Sophia Antipolis, 408 pp.
- COOMBE, B.G. (1987). "Influence of temperature on composition and quality of grapes". *Acta Hort.*, 206, pp. 23-33.
- DÜRING, H. (1976). "Studies on the environmentally controlled stomatal transpiration in grape vines. I Effects of light intensity and air humidity". *Vitis*, 15, 2, pp. 82-87.
- EDINGER, J.G. (1963). "Modification of the marine layer over coastal southern California". *Journal of Applied Meteorology*, 2 (6), pp.706-712.
- GENTILLI, J. (1971): Climates of Australia and New Zealand. *World Survey of Climatology*, 13 (5-6), pp.53-184.
- JANOUXEIX-YACONO, D. (1995). « Rapports entre brise de mer ou de lac, structure de la couche-limite planétaire et pollution atmosphérique sur des plaines littorales urbanisées ». *Climat, Pollution atmosphérique, Santé*, Dijon: GDR Climat et Santé, pp.177-201.
- KEYSER, D. and ANTHES, R.A. (1977). "The applicability of a mixed-layer model of the planetary boundary layer to real-data forecasting". *Monthly Weather Review*, 105, pp.1351-1371.
- MAHRER, Y. and PIELKE, R.A. (1977). "The effects of topography on sea and land breezes in a two-dimensional numerical model". *Monthly Weather Review*, 105, pp.1151-1162.
- OKE, T.R. (1978). *Boundary layer climates*. Methuen and Co. Ltd, 372 pp.
- PIELKE, R.A. et al. (1992). "A comprehensive Meteorological Modeling System- RAMS". *Meteorol. Atmos. Phys.*, 49, pp.69-91.
- PEDELABORDE, P. (1987). « Sur les brises ». *Met-Mar*, 136, pp. 11-15.
- PITA LOPEZ, M.F. et OJEDA ZUJAR, J. (1991). « Les variations spatiales de l'amplitude thermique diurne au parc national de Doñana (Espagne) ». *Publications de l'AIC*, 4, pp.121-126.
- REGNAULD, H. et PLANCHON, O. (2003). « La notion de limite et les objets morphoclimatiques littoraux : un enjeu théorique ? » *L'Information Géographique*, 67 (1), pp.60-74.
- SACRÉ, C. and ELIASSON, I. (2002). Wind characteristics in urban area and the climate of urban canyon. *Proceedings Impact of wind and storm on city life and built environment*, COST Action C14, Nantes, pp.104-112.
- SIMPSON, J.E. (1994). *Sea breeze and local winds*. Cambridge University Press, 234 pp.
- SMITH, K. (1976). The climates of coasts and inland water bodies. In: CHANDLER, I.J. and GREGORY, S. (Eds.). *The climate of the British Isles*. Longman, pp.248-263.