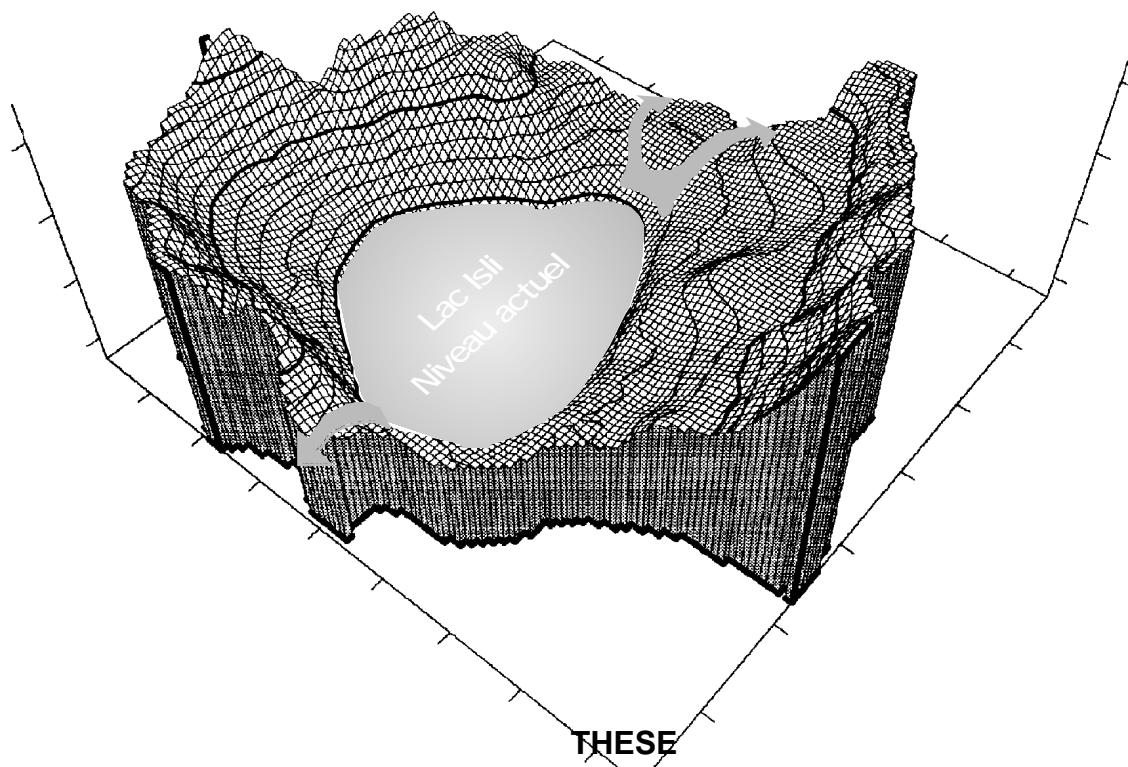


**ENREGISTREMENTS CLIMATIQUES DANS  
LES SEDIMENTS DU LAC ISLI  
(HAUT ATLAS DU MAROC):  
*Variations des influences climatiques  
sahariennes et méditerranéennes*  
(de 34'000 ans B.P. à nos jours)**



présentée à la faculté des Sciences  
de l'Université de Neuchâtel

pour l'obtention du grade de Docteur ès Sciences

par

**Essaïd ZEROUAL**

**Géologue diplômé de l'Université de Marrakech (Maroc)**

*Soutenue le 8 décembre 1995 devant le Jury d'examen :*

MM.	Prof. B. Kübler, Université de Neuchâtel	Président
	Prof. E.H. Chellaï, Université de Marrakech	Examineur
	Prof. K. Kelts, University of Minnesota	Examineur
	Dr. H.F. Lamb, University of Wales	Examineur
	Dr. G.S. Lister, ETH Zürich	Examineur
	Prof. J.P. Schaer, Université de Neuchâtel	Examineur



# IMPRIMATUR POUR LA THESE

**Enregistrements climatiques dans les sédiments du  
Lac Isli (Haut Atlas, Maroc)**

de M. Essaïd Zéroual

-----  
UNIVERSITE DE NEUCHATEL

FACULTE DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de  
Neuchâtel sur le rapport des membres du jury,

MM. B. Kübler (directeur de thèse), J.-P. Schaer,  
E.H. Chellai (Marrakech), K. Kelts (Minneapolis USA),  
H.F. Lamb (Uni. of Wales) et G.S. Lister (ETH Zürich)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 15 janvier 2001

Le doyen:

  
J.-P. Derendinger

*Des larmes d'une vierge Tislit naquit  
Des larmes de son adoré, Isli s'est empli  
L'amour est grand nous en convenons  
Mais ceci n'est qu'une légende, une leçon*

*Que la nature reprenne sa juste place  
Par notre impéritie on l'offense, on l'agace  
En séparant des amoureux tenaces  
Ou en décimant sur terre nombre de races*

*Il est temps de s'arrêter, de réfléchir  
Oublions notre ego, arrêtons-nous de nuire  
Avant qu'il ne soit trop tard pour se repentir  
Laissons la nature à elle seule reflleurir.*

*E. Z.*

**A ma mère**

**&**

**A la mémoire de mon père**

*qui me disait toujours:*

*La connaissance renforce la science*

*Mais seul le doute la fait progresser*

# Table des matières



Avant-propos.....	I
Résumé.....	III
Abstract.....	IV

## Chapitre 1

### Introduction

## Chapitre 2

### Contexte général

1. Contexte climatique.....	4
1.1. Les précipitations.....	4
1.2. La neige.....	5
1.3. La température.....	5
1.4. L'évaporation.....	6
2. Couverture végétale.....	6
3. Contexte géologique.....	6
3.1. Bref aperçu sur la stratigraphie.....	7
3.1.1. Le Jurassique.....	7
3.1.2. Le Tertiaire.....	7
3.1.3. Le Quaternaire.....	7
3.1.4. Les roches cristallines.....	7
3.2. Cadre structural et origine du lac.....	8
4. Problèmes de l'érosion.....	11
5. Morphologie du lac Isli.....	12
5.1. Écho-sondeur.....	12
5.2. Sismique.....	12
6. Limnologie.....	12
6.1. La température du lac.....	14
6.2. La conductibilité.....	14
6.3. pH, et productions biologiques.....	15
7. Hydrologie.....	15
7.1. Hydrochimie.....	16

7.1.1. Description du modèle Kindis.....	18
7.1.2. Tests de saturation.....	21
7.1.3. Résultats et interprétations des simulations d'évaporation.....	21
8. Les variations du niveau du lac Isli.....	24
8.1. Les plages actuelles.....	25
8.1.1. Plages immergées.....	25
8.1.2. Plages exondées.....	25
8.2. Plages anciennes.....	25
8.3. Cônes deltaïques.....	27
8.4. Craies lacustres.....	27
8.4.1. Craies lacustres à 5m.....	29
8.4.2. Craies lacustres à 8.5m.....	29
8.4.3. Craies de Tasgout.....	30
8.5. Paléo-exutoire.....	30
9. Bilan d'eau.....	30

### Chapitre 3

## Sédimentologie et stratigraphie

1. Introduction.....	37
1.1. Carottage.....	39
1.2. Ouverture des carottes et échantillonnage.....	39
1.2.1. Ouverture des carottes.....	39
1.2.2. Echantillonnage.....	39
2. Description des carottes.....	39
2.1. Carottes du lac Isli.....	41
2.1.1. Faciès A (F.A).....	41
2.1.2. Faciès B (F.B).....	41
2.1.3. Faciès C (F.C).....	44
2.1.4. Faciès D (F.D).....	44
2.1.5. Faciès E (F.E).....	44
2.1.6. Les laminations.....	44
2.1.7. Les déformations.....	45
2.1.8. Remarques.....	45
2.2. Carottes prélevées dans les sédiments émergés.....	47
2.2.1. Carotte TB.....	47
2.2.2. Carotte TA1.....	47
2.2.3. Carotte TA2.....	47
2.2.4. Carotte TC.....	49
2.2.5. Carotte R22.....	49
3. Granulométrie.....	49
3.2.1. Roche totale.....	50
3.2.2. Résidu insoluble.....	52
3.2.3. Analyse granulométrique des turbidites et des lamines claires et sombres.....	52
3.2.3.1. Granulométrie des lamines claires et sombres.....	52
3.2.3.1. Exemple de granoclassement dans une turbidite.....	53
3.2.4. Interprétations et conclusions.....	53
3.3. Paramètres physiques.....	54
3.3.1. Susceptibilité magnétique.....	54
3.3.2. Teneurs en eau.....	56
3.4. Teneurs en carbonates.....	58
3.4.1. Teneurs en carbonates et faciès.....	58
3.5. Bio et chronostratigraphie.....	60

3.5.1. Chronostratigraphie.....	60
3.5.2. Biostratigraphie.....	62
3.5.2.1. Autres sites.....	62
3.5.2.2. Lac Isli.....	65
3.5.2.3. Interprétations, corrélations et conclusions.....	65
3.6. Taux de sédimentation.....	69

## Chapitre 4

# Minéralogie

1. Introduction.....	73
2. Méthodologie.....	73
2.1. Roche totale.....	74
2.1.1. Le dosage semi-quantitatif de la roche totale.....	74
2.1.2. La composition des calcites.....	75
2.2. Fractions <2µm & 2-16µm.....	76
2.2.1. Détermination des minéraux.....	76
2.2.1.1. Détermination des interstratifiés illite-smectite.....	78
2.2.1.2. Détermination des interstratifiés chlorite-smectite.....	78
2.2.1.3. Détermination de la kaolinite.....	79
2.2.2. Quantification des minéraux argileux.....	79
2.2.3. Les micas.....	79
2.2.3.1. La cristallinité de l'illite "largeur de Sherrer".....	80
2.2.4. La chlorite.....	80
3. Résultats.....	81
3.1. Minéralogie du bassin versant.....	81
3.1.1. Roche totale.....	81
3.1.1.1. Roches en place.....	81
3.1.1.2. Lits des oueds.....	83
3.1.2. Fraction <2µm.....	83
3.1.2.1. Roches en place.....	83
3.1.2.2. Lits des oueds.....	83
3.1.3. Fraction 2-16 µm.....	85
3.1.3.1. Roches en place.....	85
3.1.3.2. Lits des oueds.....	85
3.1.2. Conclusions préliminaires sur les apports.....	85
3.2. Pièges à sédiments.....	86
3.3. Minéralogie de la carotte IS5.....	86
3.3.1. Roche totale.....	86
3.3.1.1. Calcite Magnésienne.....	89
3.3.2. Fraction <2µm.....	89
3.3.3. Fraction 2-16µm.....	89
3.3.4. Conclusions préliminaires sur la carotte IS5.....	92
3.4. Minéralogie de la carotte IS6.....	94
3.4.1. Roche totale.....	94
3.4.1.1. Teneurs en MgCO <sub>3</sub> .....	96
3.4.2. Fraction <2µm.....	96
3.4.3. Fraction 2-16µm.....	100
3.4.4. Conclusions préliminaires.....	100
3.5. Minéralogie des craies émergées.....	101
3.5.1. Roche totale.....	101
3.5.1.1. La carotte TB.....	101
3.5.1.2. La carotte TA1.....	103
3.5.1.3. Les craies de Tasgount.....	103

3.5.2. Fraction <2µm.....	104
3.5.3. Fraction 2-16µm.....	104
3.5.4. Conclusions préliminaires.....	104
4. Les corrélations.....	107
5. Les minéraux reconnus	
conditions de formation.....	110
5.1. Les minéraux carbonatés.....	111
5.1.1. La calcite.....	111
5.1.2. L'aragonite.....	118
5.1.3. La monohydrocalcite.....	120
5.1.4. La dolomite.....	121
5.2. Les sels et les sulfates.....	122
5.3. Les oxydes et hydroxydes.....	122
5.4. Les minéraux silicatés.....	123
5.5. Les minéraux argileux.....	123
6. Interprétations et conclusions.....	126

## Chapitre 5

# Géochimie

1. Méthodologie.....	131
2. Résultats des analyses élémentaires.....	132
2.1. Le carbone minéral et organique.....	132
2.2. L'azote et l'hydrogène.....	132
3. Spéciation des carbonates.....	134
3.1. Le calcium.....	134
3.2. Le strontium.....	134
3.3. Le magnésium.....	134
3.4. Le résidu insoluble.....	137
3.5. Les phosphates, le fer, la silice et l'aluminium.....	137
3.6. Le sodium et le potassium.....	137
3.7. Le manganèse.....	138
4. Interprétation et discussion.....	138
5. Conclusions.....	145

## Chapitre 6

# Paléolimnologie

1. Introduction.....	147
2. Tri des ostracodes.....	148
3. Les ostracodes du lac Isli.....	148
3.1. Abondance et diversité des ostracodes.....	151
3.2. Distribution des espèces d'ostracodes.....	152
4. Conclusions.....	154

## Chapitre 7

# Isotopes stables et éléments traces

1. Introduction.....	159
2. Méthodologie.....	160
2.1. Les isotopes stables.....	160
2.2. Les éléments traces.....	160
3. Résultats.....	161
3.1. Les isotopes stables.....	161
3.1.1. Carotte IS5.....	161
3.1.2. Carotte IS6.....	161
3.1.3. Carotte TB.....	163
3.2. Les éléments traces.....	165
4. Interprétation.....	165
4.1. Facteurs contrôlant le $^{18}\text{O}$ .....	165
4.2. Facteurs contrôlant le $^{13}\text{C}$ .....	167
4.3. Facteurs contrôlant les rapports Sr/Ca et Mg/Ca.....	167
4.4. Interprétation et discussion des résultats.....	168
5. Conclusion.....	174

## Chapitre 8

# Discussion générale et conclusions

1. Reconstitution des paléoenvironnements.....	177
1.1. Entre 34'800 ans et 28'000 ans B.P.....	177
1.2. Entre 28'000 ans et 20'000 ans B.P.....	179
1.3. Entre 20'000 ans et <11'000 ans B.P.....	179
1.4. Entre 10'400 ans et 7'000 ans B.P.....	181
1.4.1. De 14'000 ans à 10'000ans B.P.....	181
1.4.2. Entre 10'000 ans et 8'000 ans B.P.....	182
1.4.3. De 8'000 ans à 7'000 ans B.P.....	183
1.5. De 4'000 ans à nos jours.....	183
2. Evolution du sol et de la végétation.....	184
3. Modèle paléohydrologique du lac Isli.....	186
4. Variations climatiques le long d'un transect N-S.....	186
5. Conclusion.....	190
6. Perspectives d'avenir.....	191

## Bibliographie

## Annexes

# AVANT-PROPOS

Si cette thèse a pu être menée à terme, c'est grâce aux nombreuses personnes qui m'ont aidé, soutenu et conseillé. Il m'est agréable, aujourd'hui, de les remercier:

En premier lieu, j'aimerais remercier tous les membres de ma famille, qui durant toute ma scolarité, ont su être à mes côtés. Ils étaient pour moi les parents, les enseignants et les amis. Je leur témoigne, ici, toute ma gratitude.

Je remercie ma femme Corinne qui a subi, stoïque, mes sautes d'humeurs et mes moments de dépressions (nombreux, je l'avoue). Par son amour, elle a su me consoler, m'encourager et m'aider. Elle a également largement contribué à la correction littéraire de ce manuscrit, tout en restant critique vis à vis de son contenu scientifique.

Je tiens aussi à remercier ma belle famille qui m'a accueillie chez elle comme un second fils.

Les Profs. B. Kübler, K. Kelts, J-P. Schaer et Dr G.S. Lister et Dr F. Niessen m'ont enseigné la limnogéologie, l'esprit de synthèse et le travail en groupe. Par leur savoir, leurs critiques et leurs conseils, ils ont su me guider. Qu'ils en soient, ici, vivement remerciés.

Je remercie le Prof. E.H. Chellaï pour son aide précieuse lors de l'organisation de la campagne de terrain de 1992 et qui a accepté de faire partie de mon jury de thèse.

Je suis redevable au Dr H.F. Lamb, qui m'a accueilli dans son laboratoire des analyses des éléments traces et d'avoir bien voulu faire partie de mon jury de thèse.

Je témoigne toute ma gratitude au Dr T. Adatte pour toutes ses critiques constructives, qui m'ont aidé à améliorer mon manuscrit, pour ses conseils, pour sa confiance et pour son amitié.

Je remercie Dr E. Zuur pour les programmes informatiques et pour ses conseils en mathématiques et en modélisation.

Je remercie Dr C. Beck, O. Sierra, Tong et L. Paganuzzi du laboratoire LASUR pour avoir assuré les analyses géochimiques.

Mes sincères remerciements vont à Dr B. Perkins pour les analyses des éléments traces, Prof. R.C. Whatley (University College of Wales) et Dr. K. Martens (Royal Belgian Institute of Natural

History, Brussels) pour l'identification des espèces d'ostracodes ainsi qu'au Prof. J. McKenzie S. Bernasconi et J. Terrane (ETH-Zürich) pour les analyses isotopiques. Je souhaite également remercier le Prof. B. Fritz, F. Gerard et A. Clément (Université de Strasbourg) qui m'ont fait profiter de leurs connaissances en modélisations géochimiques, ainsi que le Prof. P. Diehl et Michèle pour la microscopie électronique.

La liste de tous mes collègues de l'Institut de Géologie de Neuchâtel, qui ont contribué, de près ou de loin, à mes recherches et qui ont droit à divers titres à mes remerciements serait trop longue pour être totalement énumérée. Qu'il me soit cependant permis de citer M. Rolli, pour son aide incontestable en informatique, ainsi que pour ses conseils, et P. Lambert pour toutes les longues discussions enrichissantes.

J'adresse tous mes remerciements au personnel de l'Institut de Géologie de Neuchâtel, particulièrement à M. Holzhauser pour son aide et son soutien lors de mon arrivée à Neuchâtel et G. Magranville, pour avoir réalisé, avec autant de patience et tout en gardant son humour légendaire, des lames minces avec un matériel si difficile.

Mes vifs remerciements vont à F. Drugmanne (l'Homme qui tombe à pic), de m'avoir supporté lors de la campagne de terrain de 1992, ainsi que pour son aide inconditionnelle et non moins considérable.

Le fond National Suisse de la recherche Scientifique a assuré le financement de ces quatre années de recherche (crédits n° 20-32'727.1 et 2000-039105.93/1)

Mes remerciement vont également aux gens d'Imilchil pour leur accueil généreux, durant ma campagne de carottage de 1992, au personnel et encadrants du département de Géologie de Marrakech, particulièrement Dr Khalil et Dr Marzoqui, ainsi qu'au personnel du Ministère des mines de Rabat.

## Résumé

Le lac Isli, situé dans le Haut Atlas au Maroc, est actuellement un lac endoréique, mésosalin, avec une surface de 2.15 km<sup>2</sup> et 95m de profondeur. Il constitue un maillon important entre les enregistrements climatiques en Afrique et en Europe, par sa situation, à la jonction des influences climatiques sahariennes, méditerranéennes et atlantiques.

L'histoire de la sédimentation durant le Pléni-glaciaire et le post-glaciaire a été reconstituée à l'aide de 5 carottes prélevées aussi bien dans les sédiments immergés que dans les craies affleurant autour du lac Isli. La sédimentologie, l'examen de la composition minéralogique des sédiments, de la faune d'ostracodes ainsi que l'analyse des isotopes stables et des éléments traces sur ostracodes ont permis la reconstitution des paléoenvironnements du lac Isli. Les différentes variations observées ont pu être placées dans un cadre chronologique grâce aux datations ponctuelles <sup>14</sup>C-AMS réalisées sur des macrorestes végétaux et sur des coquilles de gastéropodes.

Une succession de phases humides et de phases arides a été mise en évidence. La première phase humide (34'8ka à 28ka B.P.) était de faible amplitude par rapports aux phases humides ultérieures que la région a connu. Durant cette période, le climat était caractérisé par des saisons relativement contrastées (hivers froids et secs et étés chauds et légèrement humides). Cette période a été suivie par une phase plus aride qui aurait causé la diminution du niveau du lac et l'interruption de la sédimentation à l'emplacement du site de carottage (60m au-dessous du niveau actuel). Elle correspond à un hiatus de 28ka à 20ka B.P.

La période entre 20ka et <11ka B.P., est marquée par un changement drastique de la sédimentation et de la faune. Cette variation est sans doute la plus importante de la séquence sédimentaire. Elle correspond à une élévation du niveau du lac et probablement à son débordement ( 40m au-dessus du niveau actuel du lac). Cette période humide correspondrait, contrairement à la phase humide ultérieure, à une augmentation de la pluviosité aussi bien pendant l'été que pendant l'hiver, et constitue une des phases les plus humides que la région ait connue.

Le passage au Dryas récent se marque par la récurrence d'une phase aride, pendant laquelle, le niveau du lac a baissé en dessous du niveau de son exutoire. L'Holocène se marque par une successions de phases humides (dont le "grand humide Holocène" durant le Préboréal et le Boréal), et de phases arides. Une dégradation climatique s'observe dès 4ka B.P., suggérant une augmentation de l'influence saharienne de plus en plus dominante.

Les similitudes entre le modèle paléohydrologique du lac Isli et celui du lac Tigalmamine montrent que les événements climatiques déduits à partir de l'enregistrement sédimentaire du lac Isli ne reflètent pas des variations locales de climat mais des événements plus globaux.

La comparaison du modèle paléohydrologique du lac Isli avec les données obtenues au Sahara et en Afrique tropico-équatoriale a montré que, durant le Pléni-glaciaire et jusqu'au Dryas récent, le climat au Maroc est assez similaire à celui de l'Afrique tropico-équatoriale, et nettement déphasé par rapport à celui régnant au Sahara. En revanche, l'Holocène se caractérise par l'apparition de concordances climatiques dans les trois régions.

## Abstract

Lake Isli, in the High Atlas Mountains, Morocco, is currently a closed, mesosaline lake, with a surface area of 2.15km<sup>2</sup> and a maximum depth of 95m. Due to its geographical situation, at the junction between the Saharan, Mediterranean and Atlantic climatic belts, it constitutes an important link between the African and European climatic records.

The pattern of Pleni- and Post- Glacial sedimentation has been reconstructed using 5 cores taken from both submerged sediments and lacustrine chalk deposits which outcrop around Lake Isli. The paleoenvironments of Lake Isli have been reconstructed based on the sedimentology, the mineralogy, the ostracod faunas and stable isotope and trace element analysis carried out on the carbonated ostracod shells. Variations were dated by means of <sup>14</sup>C-AMS dating carried out on organic macrorests and on gastropod tests.

A succession of humid and arid phases has been proven. The first humid phase (34.8ka to 28ka B.P.) was weak by comparison to the later humid phases in the region. During this period, the climate was characterized by relatively strong seasonal variations (cold, dry winters, warm, slightly moist summers). This stage was followed by a more arid phase which brought about a fall in lake level and a break in sedimentation at the point of coring (60m below the present day lake level), It corresponds to a sedimentary hiatus between 28ka and 20ka B.P.

The period 20ka - 11ka B.P., is marked by a drastic change in sedimentation and fauna . This variation apparently marks the most important sedimentary sequence . It corresponds to a rise in lake level and probably its overflow (=40m above present day lake level). This humid phase, unlike the later one, corresponds to increased rainfall during the summer and the winter, and represents one of the wettest phases that the region underwent.

The passage to the recent Dryas interval shows itself by the recurrence of an arid phase, during which the lake level fell below that of its outlet. The Holocene consists of a succession of humid phases (one of which is the "optimum Holocene" during the Pre-Boreal and the Boreal) and arid phases. A drier climate can be seen from 4ka B.P., suggesting an increase in saharan climatic influence.

The similarities between the palaeohydrological models of Lake Isli and Lake Tigalmamine show that the climatic events recorded in Lake Isli's sediments reflect more global climatic events and not just local ones.

The comparison of the palaeohydrological model of Lake Isli with results from the Sahara and tropical equatorial Africa, have shown that during the Pleni-glacial and until the recent Dryas interval, the Moroccan climatic variations were quite similar to those of Tropical Equatorial Africa, and out of phase with those of the Sahara. On the other hand, the Holocene is characterized by the appearance of similar climatic variations in all three regions.

# Introduction

---

*Quel climat régnait-il en Afrique pendant le dernier âge glaciaire qu'à connu l'Europe, ?*

*Le climat en Afrique du Nord était-il aride ou humide, durant le Younger Dryas (11ka - 10ka B.P.)? Etait-il froid ou chaud?*

*Une succession de périodes humides et arides, a été reconnue en Afrique, durant l'Holocène. Ces variations, ont-elles été enregistrées en Afrique du Nord? Sont-elles cycliques? Etaient-elles abruptes ou progressives?*

*Depuis quand le Sahara est-il devenu un désert? Quel influence a-t-il sur les climats méditerranéens et sur l'Europe?*

Ce sont là plusieurs questions auxquelles nous tenterons de répondre tout au long de ce travail. Les réponses à ces questions permettront alors d'apporter une pièce supplémentaire au grand puzzle qu'est la reconstitution des paléoclimats en Afrique et en Europe et quand à la problématique des changements globaux.

Pour reconstituer les paléoclimats, plusieurs approches sont utilisées: L'étude des remplissages karstiques, l'étude des dépôts continentaux tels les glacis, les rivières et les plages, l'étude des carottes océaniques et l'étude des lacs.

Les lacs enregistrent dans leurs sédiments, tel des archives, les variations passées du climat. Le climat a une influence directe ou indirecte sur la sédimentation, la physico-chimie des eaux et sur la faune et la flore. L'étude pollinique des sédiments lacustres permet de reconstituer la végétation régionale. L'étude minéralogique permet d'apporter d'importants renseignements quand à la sédimentation authigénique qui elle même reflète les caractéristiques physico-chimiques lors de

l'enregistrement. L'étude des argiles permet de donner des informations quand à l'évolution des sols sur le bassin versant, évolution liée d'une part à la flore (dépendante du climat) et d'autre part à l'impact de l'activité humaine sur l'environnement. L'étude des isotopes stables a été utilisée comme un géothermomètre pour reconstituer les paléotempératures océanique. Dans les sédiments lacustres, elle peut refléter d'autres facteurs tels la balance entre l'évaporation et l'humidité.

Le choix du lac Isli réside dans sa localisation. En effet, de par sa situation, à la triple jonction entre l'influence atlantique et les régions de climat méditerranéen et saharien, il occupe une position sensible, permettant de tester les idées et hypothèses des changements climatiques. Il permettra, en outre, de constituer un lien entre les enregistrements climatiques du Sahara et ceux de l'Europe.

Ce travail rentre dans le cadre du projet Salaam, projet international, multidisciplinaire en collaboration avec plusieurs institutions:

- L'Institute of Earth Science Studies, University College of Wales, Aberystwyth, U.K. (Drs H.F. Lamb, R.J. Whittington, J. Gee, R.W. Maxted, C. Duigan).
- L'Ecole Polytechnique Fédérale de Zürich, Suisse (Prof K. Kelts, Dr G.S. Lister, Dr F. Niessen).
- L'Institut de Géologie de Neuchâtel, Groupe Limnocéane, Suisse (Prof B. Kübler)
- L'Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II, Rabat, Maroc (Drs. A. Merzouk, M. Badraoui et M. Tahri)
- L'Institut de Géologie, Faculté des Sciences, Marrakech, Maroc (Dr E.H. Chellaï)

Pour atteindre les objectifs escomptés par le projet, deux expéditions au plateau des lacs (Isli et Tislit) ont été réalisées:

La première, en 1990, a permis la réalisation de 9 longs forages (jusqu'à 10m de longueur) dans les sédiments profonds du lac Isli. Les sédiments de ces carottes ont fait l'objet de plusieurs analyses géochimiques, minéralogiques, palynologiques et isotopiques.

En 1992, Une autre expédition a permis la réalisation de plusieurs autres travaux dont:

- Une étude structurale sommaire dans le but de déterminer l'origine et la formation du lac.
- Le prélèvement d'échantillons des eaux du lac et des résurgence alentours afin de déterminer la relation entre le lac et la nappe phréatique.
- Le levé des terrasses, reliques des paléo-niveaux du lac, dans le but de calibrer la réponse du lac quant aux périodes de sécheresse qu'à connue la région durant les deux dernières décades.
- Le prélèvements de 8 carottes courtes (entre 60 et 177cm de long) dans les craies affleurant autour du lac Isli afin de les comparer avec ceux actuellement immergés.

La compilation des résultats obtenus à partir des enregistrements du lac Isli permettra alors la création d'un modèle paléohydrologique du lac. Ce modèle sera alors comparé avec ceux des lacs du Moyen Atlas et avec ceux d'autres lacs aussi bien en Afrique qu'en Europe.

# Contexte général

Le lac Isli, avec une surface de 2.55 km<sup>2</sup> et 95 m de profondeur, est l'un des plus grands et les plus profonds lacs naturels de l'Afrique du Nord. Il se situe à 32°13'N, 5°32'W, à une altitude de 2270m dans le Haut Atlas central marocain, à cinq km au nord-est d'Imilchil (voir fig. 2.1). De par sa situation géographique et climatique, à la jonction entre les zones de climat saharien et les zones de climat méditerranéen, il occupe une place sensible permettant de tester les hypothèses de changements climatiques brusques au Pléistocène terminal et à l'Holocène. A huit kilomètres à l'ouest du lac Isli, se trouve le lac Tislit, de moindre surface (1.30 km<sup>2</sup>) et de moindre profondeur (16m). Ces deux lacs se trouvent au coeur d'un synclinal à fond plat et communément appelé : Plateau des lacs.

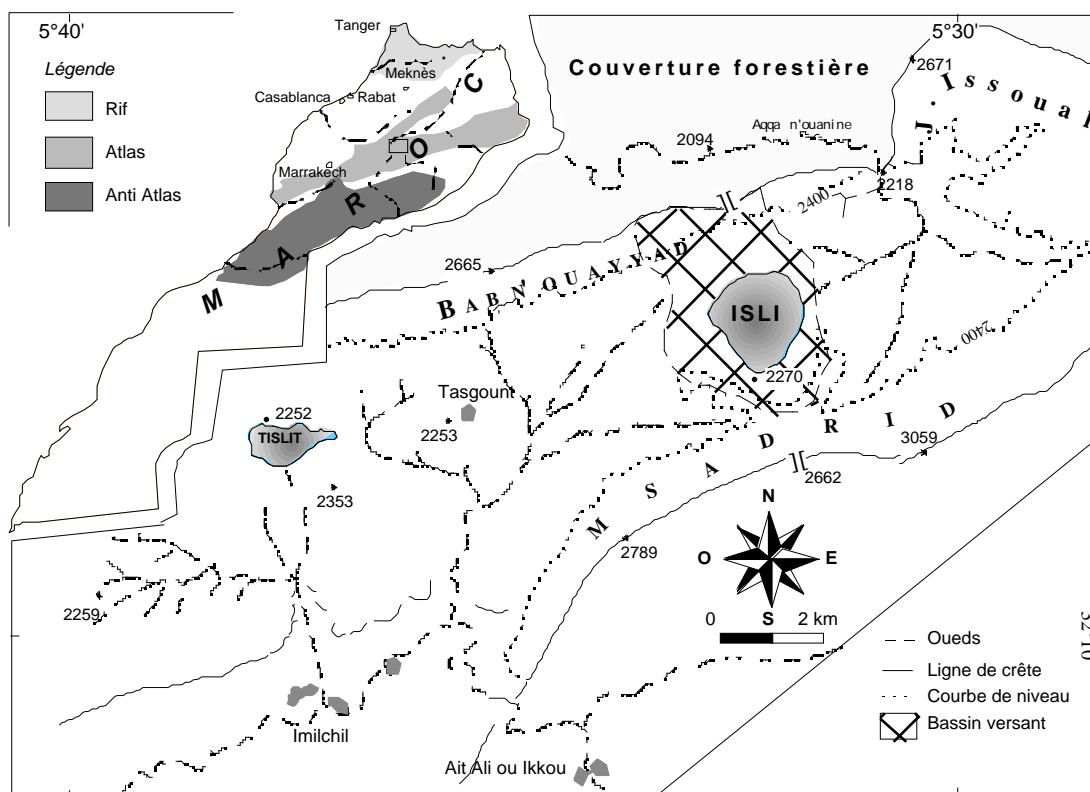


Fig. 2.1 : Situation géographique des lacs Isli et Tislit

## 1. Contexte climatique

L'infrastructure des mesures climatologiques est très peu développée dans le Haut Atlas central, avec très peu de mesures utilisables en altitude. De ce fait, on se contentera d'effectuer une étude sommaire du climat de la zone d'étude, en regroupant les données de différentes stations limitrophes.

### 1.1. Les précipitations

Le coefficient d'Emberger (fig. 2.2), égal à 30 pour la station d'Imilchil, place cette région dans un contexte de climat semi-aride à hiver froid. Ce coefficient, noté  $Q_2$ , se calcule selon la formule (Emberger et Sauvage, 1963):

$$Q_2 = \frac{1000P}{((M + m) / 2) * (M - m)}$$

Où P = Précipitations moyennes annuelles  
 M = Moyenne des températures maximales du mois le plus chaud (en °K)  
 m = Moyenne des températures minimales du mois le plus froid (en °K)

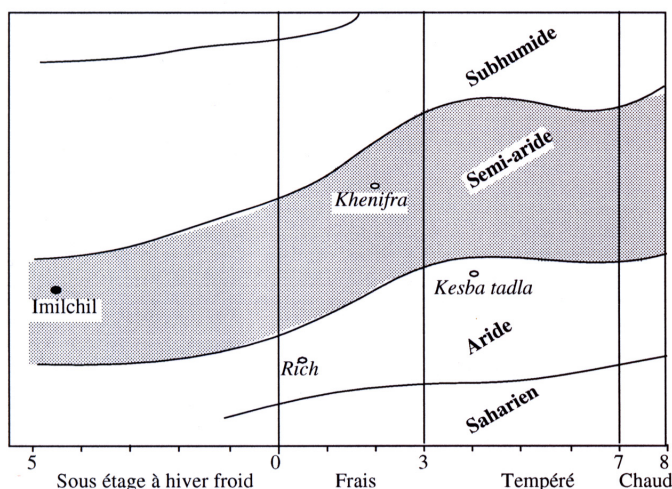


Fig. 2.2 : Climagramme pluviométrique du Coefficient d'Emberger

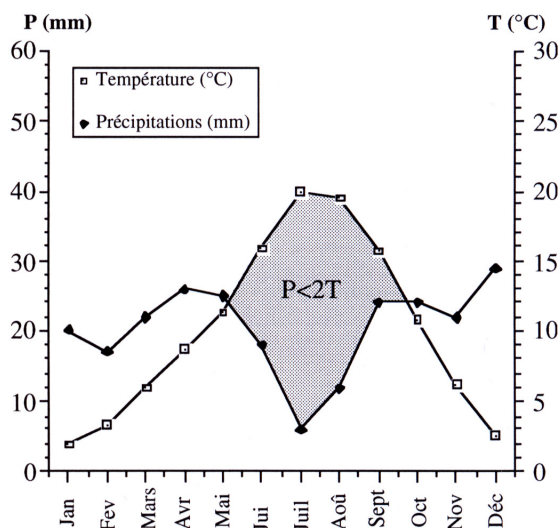


Fig. 2.3 : Diagramme Ombro-thermique. Station d'Outerbate, moyennes 1933-63 (Combe, 1977).

La saison pluvieuse s'étend de septembre - octobre à mai avec deux maxima en décembre et avril. Les mois de juillet et août sont les plus secs. Le diagramme Ombro-thermique (fig. 2.3) de la station d'Outerbate\* (32°10'N, 5°22'W ; 2140 m d'altitude, environ 30 km à l'est d'Imilchil), montre que la saison sèche, où  $P < 2T$  (P et T sont respectivement les précipitations moyennes mensuelles et la température), s'étend sur quatre mois de juin à septembre.

Une comparaison des données pluviométriques (fig. 2.4), recueillies entre la période comprise entre 1933 et 1963, et la période entre 1960 et 1989, montre une nette diminution pour les maxima enregistrés entre 60 et 89, alors que les minima restent inchangés. En effet la hauteur moyenne de pluie enregistrée dans la station d'Imilchil durant la période comprise entre 1960 et 1989 est de 244 mm avec un écart type de 119 mm (Tahri, 1991). Cette moyenne était de 303 mm pour la période entre

\* Station adjacente à la zone d'étude et présentant par la même occasion des caractéristiques climatiques identiques

1933 et 1963 (Combe, 1977).

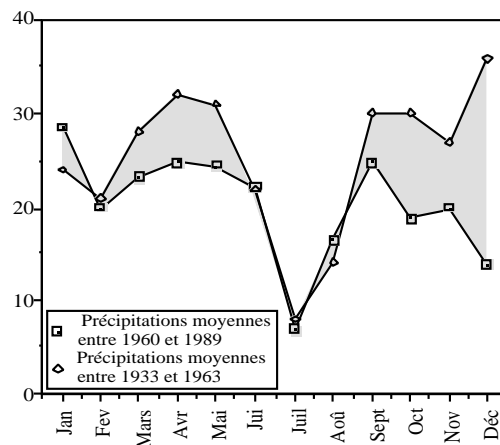


Fig. 2.4 : Comparaison des précipitations recueillies entre la période 1933-63 et la période 1960-89

Cette variation est attribuée à la sécheresse qui a frappé la région à partir des années 1977-78 et que la figure 2.5 illustre parfaitement. Cette figure montre une nette diminution des précipitations moyennes annuelles à partir de l'année 1979. En effet, de  $295 \pm 78$  mm/an au cours de la période comprise entre 1960 et 1979, elles passent à  $122 \pm 85$  mm/an pour la période comprise entre 1980 et 1989.

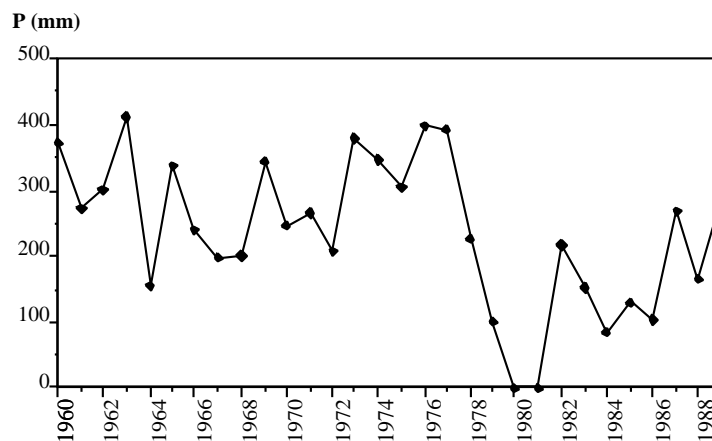


Fig. 2.5 : Précipitations annuelles recueillies à la station d'Imilchil (1960 à 1989)

## 1.2. La neige

Nous ne disposons d'aucune mesure directe d'enneigement. Selon Combe (1977), dans le Haut Atlas central, la neige tombe entre novembre et mars et peut se maintenir jusqu'en avril - mai au dessus 2500m. Le nombre de jours d'enneigement atteindrait 15 à 20 jours. La hauteur de la couche de neige, quant à elle, atteint parfois 50 cm (communication orale des villageois). Le début des chutes de neiges pourrait commencer dès début novembre (Constatations campagne 1992).

## 1.3. La température

La station d'Imilchil n'étant pas équipée pour de telles mesures, nous nous contenterons des relevés

provenant de la station d'Outerbate (voir fig. 2.3). La température moyenne annuelle (1933 - 1963) est de l'ordre de 10.2°C (M. Combe, 1977). Les maxima mensuels se situent en juillet et août (28°C), les minima en janvier et peuvent parfois atteindre -4°C. Les écarts thermiques saisonniers, quant à eux, peuvent dépasser les 30°C.

#### **1.4. L'évaporation**

Les mesures directes d'évaporation sur surface d'eau libre\* n'existent pas dans le secteur d'étude. Les seules données dont nous disposons, proviennent du lac de retenue de Bin-el-Ouidane situé à environ 70 km à vol d'oiseau du plateau, à une altitude d'environ 1'000m. Elles correspondent à une moyenne d'évaporation annuelle de 1620 mm (Combe, 1977). Cette valeur élevée est caractéristique d'un climat semi-aride.

L'évapotranspiration, dont la définition correspond aux pertes en eau totale, en surface et dans le sol, consécutives à des phénomènes physiques et physiologiques, a été calculée selon Turc. Elle donne une valeur de 240 mm/an pour la station d'Outerbate (Combe 1977).

## **2. Couverture végétale**

Bien que située à la limite sud de la forêt méditerranéenne (fig. 2.1), la végétation du plateau des lacs se distingue par l'absence d'arbres et d'arbrisseaux. On retrouve toutefois quelques peupliers et pommiers plantés dans des fermes par des nomades, aujourd'hui sédentarisés.

La végétation herbacée, quant à elle, est de type pastoral de climat froid. Seulement 11% (Tahri 1991) de la superficie du bassin versant du lac Isli est cultivé. On y retrouve surtout des céréales, tels le blé et l'orge. Cette zone est située au sud et à l'ouest du lac Isli. Les zones à végétation naturelle sont utilisées comme des terres de parcours.

## **3. Contexte géologique**

L'étude géologique du domaine qui nous intéresse a fait l'objet d'une thèse soutenue en 1987 par Fadile. La carte géologique au 1/100 000 issue de ce travail, est encore sous presse. D'autres travaux effectués dans des régions limitrophes constituent d'excellentes références bibliographiques. Nous citerons, les travaux de Du Dresnay (1975), Studer (1980), Bernasconi (1983) ainsi que la thèse de Laville (1985).

En l'absence de carte géologique détaillée de la zone d'étude, nous avons procédé, durant la campagne de carottage de 1992, au relevé d'une carte lithologique et structurale de la région du plateau des lacs (fig. 2.7).

---

\* Les mesures ont été généralement effectuées au bac " Colorado", avec un facteur de correction égal à 0.8 (Combe, 1977).

### 3.1. Bref aperçu sur la stratigraphie

#### 3.1.1. Le Jurassique

Dans la région d'étude, les formations affleurantes les plus anciennes sont des marnes gréseuses à nodules et des marno-calcaires du Toarcien. Elles sont surmontées par les calcaires oobiodétritiques aaléniens. La crête du synclinal est formée par les calcaires oolithiques à coraux dits "calcaires corniches" du Bajocien. Ces calcaires sont eux même surmontés par des marnes versicolores à passées de calcaires oobiodétritiques d'âge Bajocien-Bathonien (Formation d'Agoudime). Le coeur du synclinal est occupé par les grès et pélites rouges de la formation d'Anemzi du Bathonien (Couches Rouges).

#### 3.1.2. Le Tertiaire

Au dessus des grès et pélites de la formation d'Anemzi, et uniquement au sud du lac Isli, on trouve des conglomérats polygéniques à matrice carbonatée. L'âge de cette formation reste incertain. En effet, des conglomérats, à matrices carbonatées  $\pm$  similaires à celle relevée dans le plateau des lacs ont été décrites dans d'autres synclinaux dans le Haut Atlas. Certains auteurs attribuent ces conglomérats à l'Eocène supérieur (Benzaquen 1963), d'autres au post-Eocène (Laville, 1985).

#### 3.1.3. Le Quaternaire

Notre étude des dépôts quaternaires a porté uniquement sur les sédiments lacustres. Il s'agit des dépôts de plage, de craies et limons lacustres ainsi que des dépôts deltaïques aujourd'hui tous émergés. Cette partie sera étudiée en détail dans le chapitre "Variations du niveaux du lac".

D'autres types de dépôts quaternaires ont été rencontrés. Nous citerons : les cônes de déjections, les dépôts fluviatiles, et les éboulis.

#### 3.1.4. Les roches cristallines

Le plateau des lacs est bordé au N par la boutonnière de Tassent, et au Sud par l'anticlinal de M'sadrid. Le coeur du synclinal, lui même, est traversé par des filons de gabbro organisés en Stockwerk et alimentés par les dykes de la ride de Tassent (Fadile, 1987).

Des datations radiométriques effectuées sur les biotites des gabbros prélevés au sein de la boutonnière de Tassent correspondent à la fin du Jurassique supérieur (Hailwood et al., 1971), alors que des datations faites, par les mêmes auteurs, sur des dykes au voisinage de Tassent donnent un âge Néocomien. Ces résultats ont été contestés par les travaux de Fadile qui, en admettant une parenté des dykes et des massifs, leur attribue un âge qui reste celui des formations continentales rouges bathoniennes. L'existence de couche rouges, au SE du lac Isli, recouvrant un dyke (observation faite au cours de la mission de 1992, fig. 2.7) va dans le sens des travaux de Fadile.

### 3.2. Cadre structural et origine du lac

Au cours de ces dernières années, le Haut Atlas a fait l'objet de plusieurs études à caractère régional, où l'évolution structurale était le thème principal (Fadile 1987, Monbaron 1980, Studer 1980, Laville 1978, Bernasconi 1983 et Michard 1976). Toutes ces études attribuent les mouvements qui ont engendrés la chaîne atlasique à des décrochements. Seuls le sens des déplacements et leurs âges ont fait l'objet de discussions.

Structuralement, la zone d'étude fait partie du Haut Atlas central avec des anticlinaux armés ou non de masses cristallines et des synclinaux qui, eux, sont plats et à fonds larges (Schaer et al., 1976).

La ride de M'sadrid est un anticlinal coffré de direction ENE à EW dont le coeur serait armé de masses éruptives du Jurassique (Fadile, 1987). Son flanc nord présente des déversements vers le Nord qui, en se dirigeant vers l'Est, évolue en faille inverse (Voir fig. 2.7). A son extrémité NE, l'anticlinal de M'sadrid se raccorde au J. Issoual au niveau de la boutonnière de Tirrhiste.

La boutonnière de Tassent correspond à une ancienne ride qui, par érosion intense, a mis à jour les masses éruptives. Elle affleure sur une bande de direction moyenne ENE. La fermeture NE est compliquée par des chevauchements liés à une tectonique médio-jurassique (Fadile 1987). Cette fermeture se fait, selon le même auteur, par le raccordement des deux flancs aaléno-bajociens pour réapparaître vers l'Est (après une zone de plissement) et pourrait être reliée à la boutonnière d'Anefgou. La boutonnière de Tassent correspondrait à une méga-fente induite par le déplacement senestre (Laville 1985) de sa branche latérale au Nord et celui de la ride sans intrusion, d'Oulghazi; il s'agit de deux décrochements potentiels de direction est-ouest. Leur mise en place est à insérer dans le cadre d'une tectonique synsédimentaire au cours du Jurassique inférieur.

#### Le lac Isli, quelle origine?

L'étude structurale menée lors de la mission de 1992 ne fût que sommaire, voire descriptive et très locale. Notre seule intention sera de rapporter des faits et de communiquer nos observations qui, nous l'espérons, sauront être utiles pour les recherches spécialisées ultérieures. Nous ne nous intéresserons pas aux différents modèles proposés pour expliquer la genèse de la fosse atlasique (Choubert, 1960 - 62; Mattauer et al., 1977; Laville, 1975 - 80; ...), mais notre intérêt se portera essentiellement, sur la phase de surrection atlasique à laquelle nous attribuons la formation du bassin du lac Isli.

L'origine et la date de formation du lac Isli restent, à ce jour, inconnues. Plusieurs hypothèses ont été postulées:

- **Cratère d'impact de météorite** : cette hypothèse trouverait son principal argument dans la morphologie en cuvette du lac et de son bassin versant. Pour insuffisance de preuves, cette hypothèse a été écartée. En effet, nous n'avons trouvé aucune structure propre à ce type de formation.
- **Affaissement dû à une karstification souterraine.** Combe (1977) écrit : *La constitution calcaire de la chaîne se manifeste par de nombreux phénomènes karstiques. (...) On reconnaît également des canyons et des grottes ainsi que des cuvettes de décalcification peu profondes en*

générale et occupées par des lacs temporaires, parfois plus importantes et sièges de lacs permanents (lacs Isli et Tislit). Cette hypothèse ne peut être prise en compte. En effet, dans cette région, les séries carbonatées ne dépassent pas 90m d'épaisseur tandis que la cavité de remplissage du lac Isli est d'au moins 150m (données sismiques, Mission de 1990).

Dans le cadre de la présente étude, aussi sommaire soit-elle, nous proposons une origine tectonique.

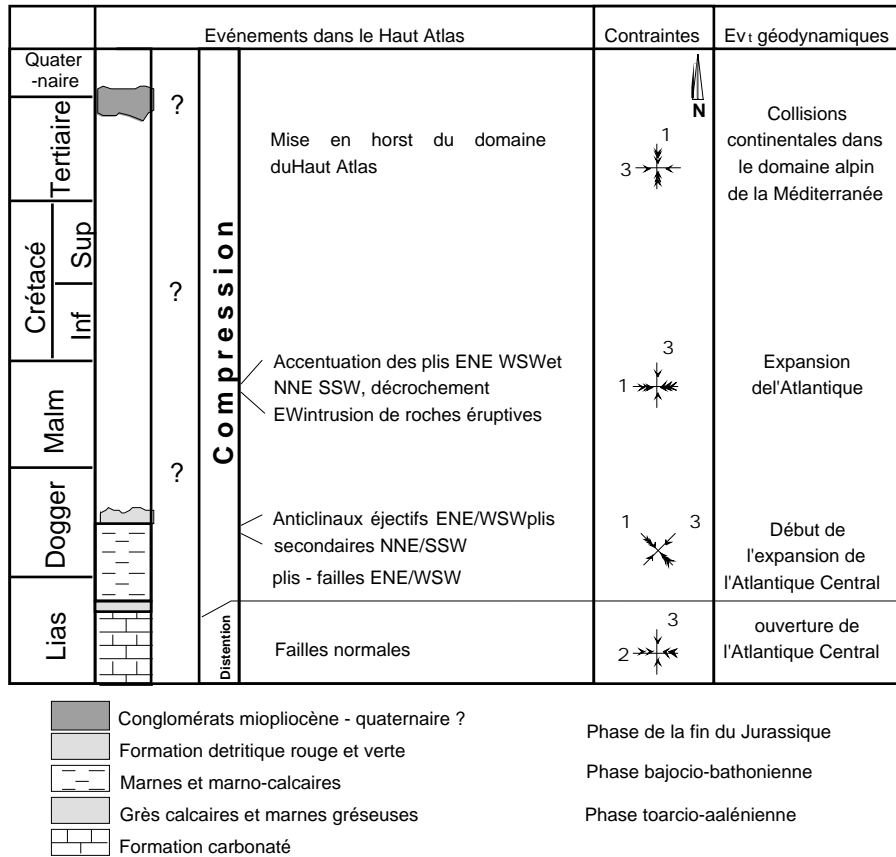


Fig. 2.6: Tableau synoptique de l'évolution des déformations et des contraintes dans le Haut Atlas Central (Studer, 1987; modifié)

A la fin du Crétacé (Laville et al., 1977) et surtout au Tertiaire (Choubert et al., 1960 - 62), la formation du horst du Haut Atlas, produisant d'importantes déformations sur les bordures de la chaîne, indique une contrainte principale environ N-S (Studer, 1987; fig. 2.6). La direction et l'âge de cette déformation sont controversés. Alors que Laville (1978) propose une direction NW-SE, de la contrainte principale, au cours du Bajocien; Mattauer et al. (1977) admettent qu'une contrainte N-S s'est manifestée au cours des plissements post-crétacés. Studer (1987) nota la possibilité de variations locales importantes des contraintes et ce, notamment, au niveau des structures déjà formées au cours des phases tectoniques antérieures.

Les mouvements auxquels nous attribuons la formation de la cuvette du lac Isli sont postérieurs à la mise en place des conglomérats polygéniques tertio-quaternaires. En effet, ces derniers contiennent des galets impressionnés et présentent des pendages centripètes vers le centre du lac Isli.

La contrainte N-S induit un mouvement, décrochant senestre transpressif, de direction N70 dont la branche N correspond aux contact des formations jurassiques avec la boutonnière de Tassent et dont la

**Fig. 2.7: Carte structurale simplifiée et photographies montrant les différentes structures observées autour du lac Isli**

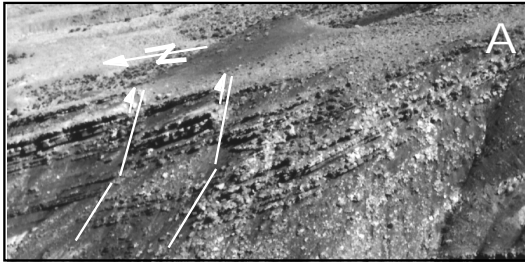


Photo A: Failles intrachevauchantes dans les bancs de grès et pélites bathoniens (ouest du lac Isli), basculés vers le centre du lac Isli.



Photo B: Failles normales dans les bancs de grès et pélites bathoniens (est du lac Isli), basculés vers le centre du lac Isli.

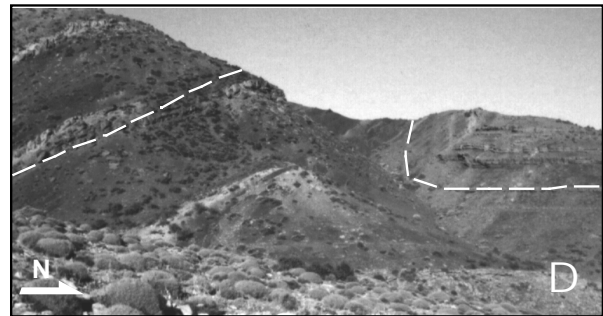
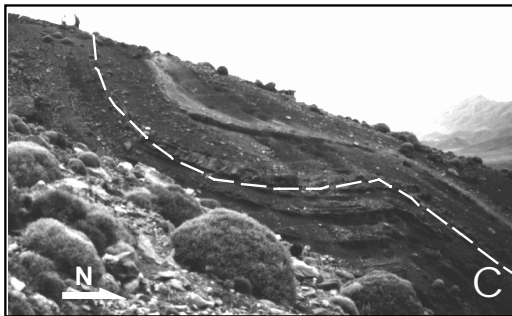
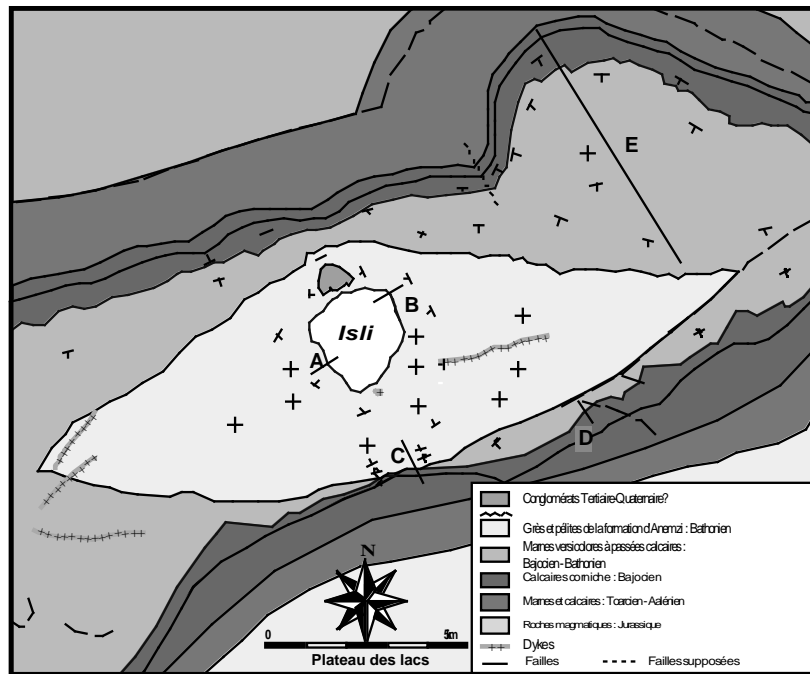


Photo C & D: Flanc nord de l'antidinal de M'Sadrid présentant des plis à deversement vers le nord. Le plissement s'accroît d'ouest en est, pour évoluer en faille inverse à l'est du synclinal du plateau des lacs.



Carte structurale simplifiée du la partie est du plateau des lacs

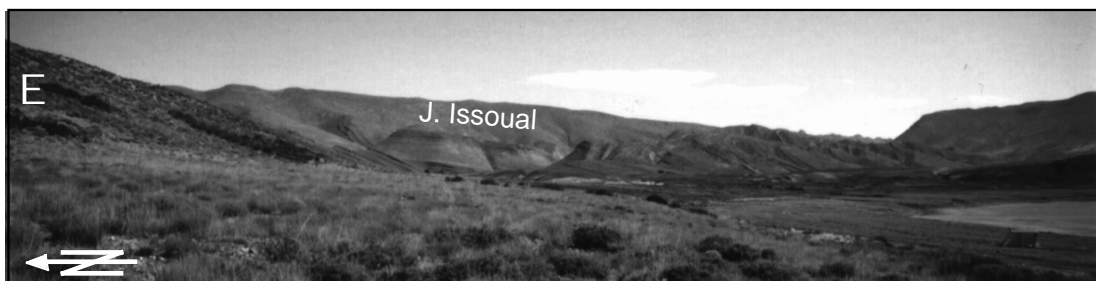


Photo E: Panorama montrant la virgation située à l'ouest du lac Isli.

branche S correspond à la ride, armée de masses intrusives, de M'sadrid. A l'est, la boutonnière de Tounfit constitue une masse rhéologiquement plus dure que la couverture jurassique du synclinal du plateau des lacs. Cette masse crée, en réponse au décrochement, une contrainte ENE-WSW. Celle-ci est responsable de la création de la virgation du J. Issoual et de la création de la cuvette du lac Isli (fig. 2.8)

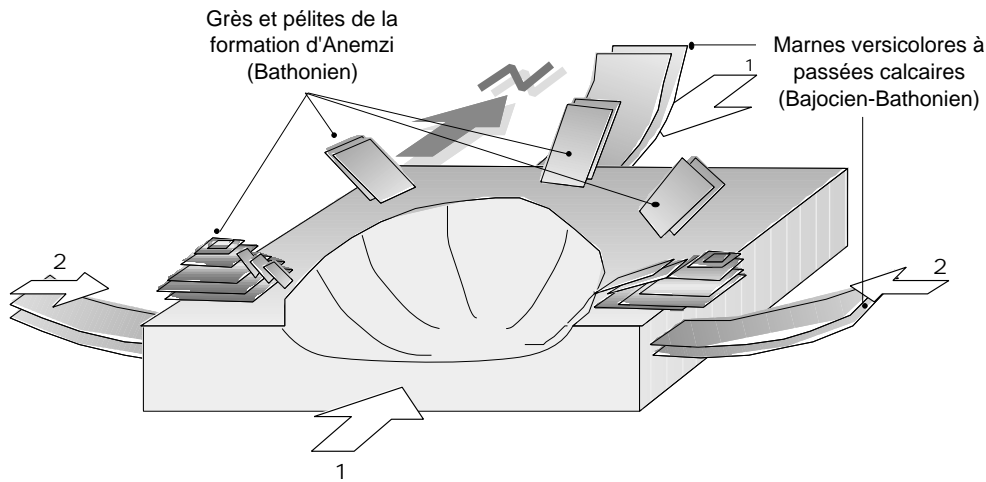


Fig. 2.8: Bloc diagramme montrant les structures entourant le lac Isli et les contraintes qui les ont engendrées

La formation de la fosse du lac Isli ne peut être concevable que par un décollement des formations rouges (probablement l'unique encaissant du lac), au dessus des marnes et calcaires et par leur convergence vers le centre du lac. Ces mouvements sont contrôlés par la contrainte N-S responsable de la surrection de l'Atlas

Plusieurs témoins de cette déformation ont pu être reconnus (fig. 2.7):

- A l'est du lac Isli : Failles normales (fig. 2.7, photo B) et des "fauchages" à grande échelle
- A l'ouest du lac Isli on observe des plis à axe NS, des flexures "intra-chevauchantes" (fig. 2.7, photo A).

#### 4. Problèmes de l'érosion

Le climat semi-aride, la quasi absence de végétation et l'importante friabilité des roches formant le bassin versant du lac Isli, font que ce dernier soit sujet à d'intenses phénomènes d'érosion, principalement de type hydrique. En effet, les forts orages estivaux, dans une topographie accidentée, engendrent un écoulement torrentielle des eaux de surface qui provoquent dans les roches friables (pélites bathoniennes; sables, limon et craies lacustres quaternaires) des entailles nombreuses et profondes (on en a compté une quarantaine). Elles peuvent avoir des profondeurs comprises entre 1 et 4 m et des largeurs dépassant parfois les 10m.

Outre le problème que constitue l'érosion pour la qualité et la préservation des sols, celle-ci occasionne d'importants apports détritiques véhiculés par les oueds. Une étude détaillée de l'érodabilité des sols devint alors indispensable pour une meilleure compréhension des phénomènes sédimentaires propres aux lacs. A cet effet, dans le cadre du projet SALAAM, une thèse de l'Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II (Tahri, 1991), fût réalisée : Les travaux entrepris permirent d'une part, de réaliser les cartes pédologiques des bassins versants des lac Isli et Tislit et, d'autre part, d'estimer en appliquant

le modèle d'érosion des sols de Wishmeier et Smith (1962), les dégradations spécifiques suivantes (Tahri, 1991):

- Bassin versant du lac Tislit : 24.09 tonnes/ha/an
- Bassin versant du lac Isli : 28.2109 tonnes/ha/an

Le taux de délivrance, défini comme étant le rapport de la quantité de sol détaché aux champs et de la quantité de sédiment potentiellement capable d'arriver à un point donné du réseau hydraulique, permis d'estimer les productions moyennes en sédiments délivrés aux lacs. Elles équivalent, respectivement pour les bassins versants du lac Tislit et Isli à 2084.58 et à 3924.30 tonnes/an.

## **5. Morphologie du lac Isli**

Le lac Isli est une cuvette assez régulière avec des talus très accentués dont les pentes peuvent atteindre 40%. Avec une longueur maximale de 1.55 km et une largeur maximale de 1.32 km, sa surface est de 2.55 km<sup>2</sup>. La surface de la plaine lacustre, quand à elle, est de 1.4 km<sup>2</sup>. Le lac atteint sa profondeur maximale de 95 m au centre de la cuvette. La morphologie du lac se caractérise par la présence d'une butte à 60 m de profondeur au SE du lac. Cette butte correspondrait à la prolongation du filon de gabbro qu'on retrouve au SE du lac (fig. 2.7). C'est sur cette butte que la carotte IS6 a été prélevée, dans l'espoir de pénétrer les plus vieux sédiments.

### **5.1. Echo-sondeur**

Un balayage par Echo-sondeur du lac Isli (voir fig. 2.9a, b et c) montre que les entailles creusées par les oueds se continuent sous l'eau, dans le talus lacustre, et peuvent se rejoindre occasionnellement (Lamb et al., 1994). Ces creusements, font parfois, affleurer des saillies ou corniches parallèles aux lignes de rivage qui correspondraient à de paléo-niveaux du lac.

### **5.2. Sismique**

L'étude sismique du lac Isli a été effectuée en utilisant un 3.5 kHz ORE-System (Oceanic Research Equipment) de l'institut de Géologie de l'ETH-Zürich. Elle a été réalisée préalablement au carottage dans le but d'optimiser celui-ci.

Les profils obtenus (voir exemple, fig. 2.10) révèlent que l'épaisseur du sédiment comblant le lac est de 100m. Cependant, seuls les 25 m supérieurs sont stratifiés et correspondraient donc à des sédiments lacustres. La partie inférieure montre une diffraction en hyperbole suggérant ainsi un remplissage colluvial incluant des galets (Lamb et al, 1994).

## **6. Limnologie**

Lors de la mission au plateau des lacs, effectuée en octobre/novembre 1992, plusieurs paramètres limnologiques ont été mesurés. Il n'a malheureusement pas été possible d'en avoir un suivi annuel.

# Lac Isli : Données de l'échosondeur et de la sismique

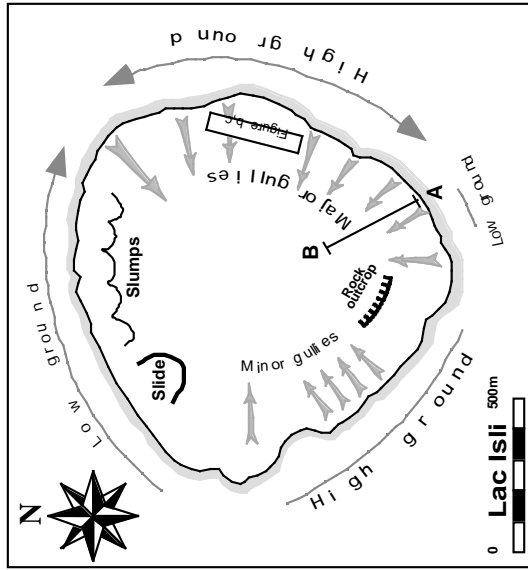


Fig.2.9a: Carte morphologique schématique du lac Isli d'après les données de l'écho-sondeur (modifiée d'après Lamb et al., 1994). L'emplacement approximatif des figures b et c est marqué par le rectangle.

La droite A B indique le tracé du profil sismique de la fig. 2.10.



Fig. 2.9b: Enregistrement par écho-sondeur d'une partie du talus est du lac Isli (rectangle dans fig. 9a).

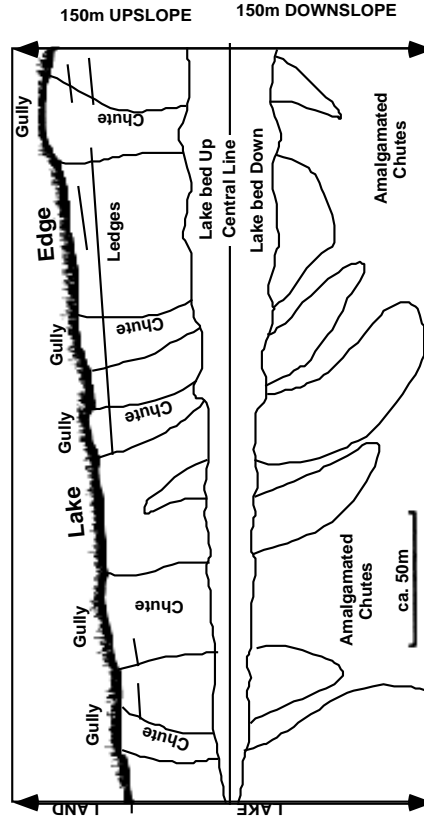


Fig. 2.9c: Diagramme interprétatif de l'enregistrement (fig. b) par écho-sondeur d'une partie du talus est du lac Isli. Les ravines entourant le lac se continuent le long des talus. Présence de corniches parallèles aux lignes de rivages indiquant d'anciens bas niveaux du lac.

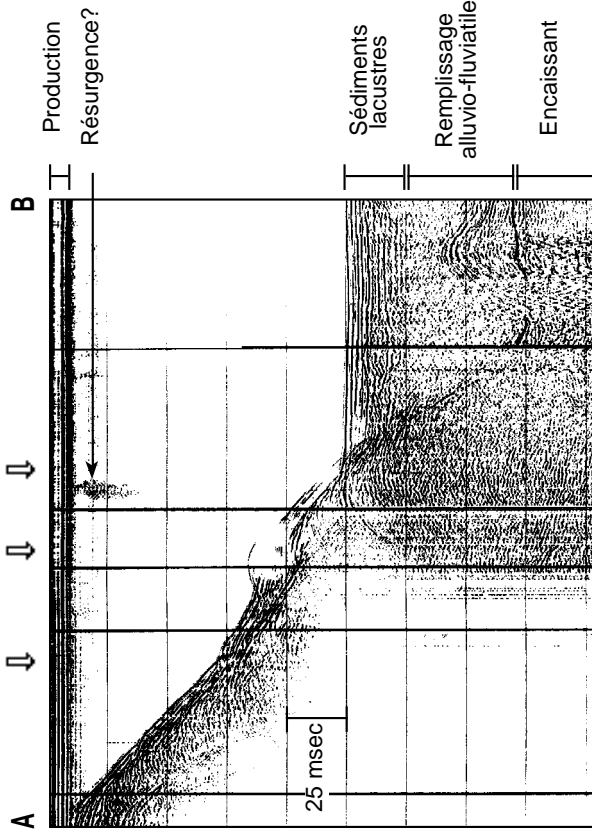


Fig. 2.10: Profil sismique NW-SE de la berge SE du lac Isli

## 6.1. La température du lac

Selon la classification thermique (Hutchinson and Löffler, 1956; modifiée par Wetzel 1975) en fonction de la latitude et de l'altitude (voir fig. 2.11), le lac Isli est un lac monomictique chaud, stratifié en été et ne se mélangeant qu'une fois par année. La température ne descend jamais au-dessous de 4°C.

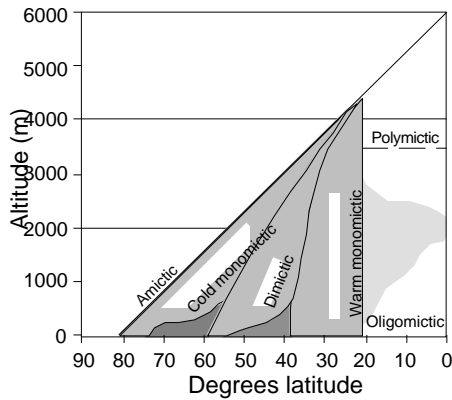


Fig. 2.11: Selon la classification thermique (Hutchinson and Löffler, 1956; modifiée par Wetzel 1975) en fonction de la latitude et de l'altitude (voir ci-contre), le lac Isli est un lac monomictique chaud, stratifié en été et ne se mélangeant qu'une fois par année. La température ne descend jamais au-dessous de 4°C.

Les variations de la température en fonction de la profondeur (voir fig. 2.12) permettent de distinguer 3 zones :

- Epilimnion : De la surface à 20 m de profondeur. La température moyenne est de 12°C
- Métalimnion : comprise entre 20 et 30 m. Où la température décroît de 12° à 7°C.
- Hypolimnion : Débute dès 30m. La température moyenne est de 7°C.

## 6.2. La conductibilité

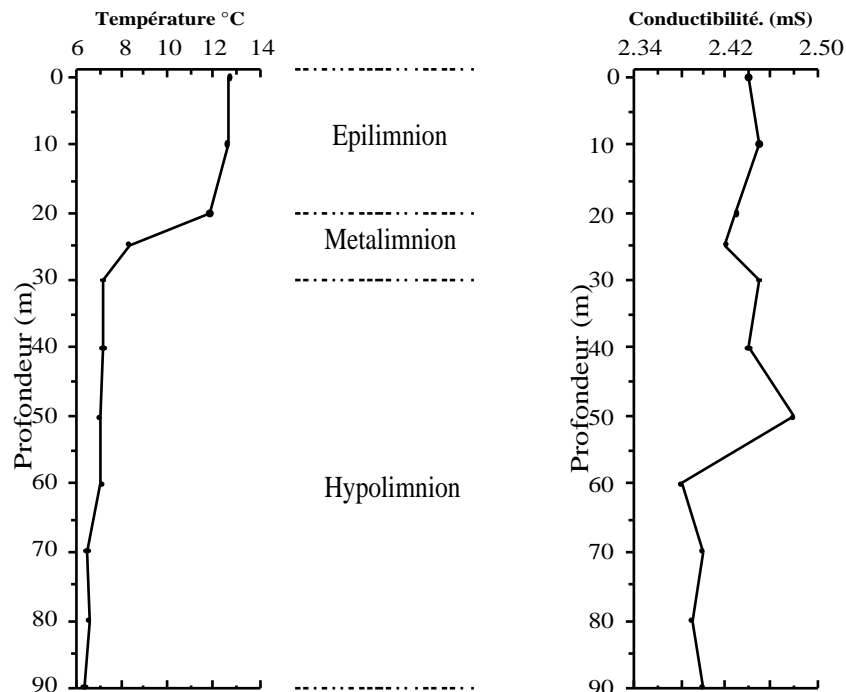


Fig. 2.12: Lac Isli, variations de la température et de la conductibilité en fonction de la profondeur.

La conductibilité, mesurée simultanément à la température, varie indépendamment de celle-ci. Dans les 50m supérieurs, la conductibilité moyenne était de 2.44 mS avec un écart type  $\pm 0.01$ , alors que pour les 40m inférieurs elle diminue à 2.39 mS avec un écart type  $\pm 0.04$  (fig. 2.12).

Pourquoi la conductivité varie-t-elle à une plus grande profondeur que la température? Une hypothèse peut être énoncée:

- La tranche d'eau en dessous de 50 - 60m, voit sa conductivité diminuer consécutivement au mélange des eaux du lac avec celles, moins salées, de la nappe phréatique. Le mélange de cette tranche d'eau avec la partie supérieure ne se fera que lors du brassage automnal.

### 6.3. pH, et productions biologiques

#### •Le pH

A la même date (10/11.1992), le pH variait peu: 9.11 pour l'épilimnion (échantillon mesuré à 10 m), 9.26 pour la zone de transition (échantillon à 25 m) et 9.32 pour l'hypolimnion (échantillon à 40 m).

#### •Productions biologiques

Selon Håkanson (1980a), le niveau trophique d'un lac peut être notamment, déduit de la transparence de l'eau en utilisant un disque Secchi. Pour le lac Isli, la visibilité dans l'eau reste assez bonne jusqu'à 9 m, ce qui indiquerait une production faible en phyto et zooplancton et par conséquent une oligotrophie.

La flore aquatique est quasi absente sur les berges du lac. On observe toutefois quelques amas épars d'algues.

La présence d'une population de truite (*Salmo trutta*) est d'un grand intérêt (Morgan 1982). En effet, cette population (vivant à l'origine dans des courants torrentiels) aurait pu être isolée après un abaissement drastique du niveau du lac.

## 7. Hydrologie.

Le Haut Atlas calcaire, de par sa karstification intense reliée à sa constitution calcaire et des neiges qu'il accumule, joue le rôle de château d'eau pour le Maroc. Beaucoup de sources vaclusiennes font naître de grandes rivières telles que la Moulouya, tributaire de la mer Méditerranée, l'Oum-er-Rabia qui se déverse dans l'Atlantique, et l'oued Ziz qui se perd dans le Sahara.

Le lac Isli est un lac endoréique. Les apports d'eau de surface sont principalement composées des eaux de pluie directes des eaux de ruissellement. Ces dernières, souvent à caractère torrentiel, sont associées aux rares pluies orageuses et à la fonte des neiges. L'influence de la nappe phréatique, bien qu'inconnue, est sûrement d'une grande importance. En effet, avec un bilan hydrologique déficitaire (cf. p. 31), un bassin versant très réduit (6.28 km<sup>2</sup>) et un rapport surface BV/surface<sub>lac</sub> de 2.46, le lac Isli devrait évoluer vers l'assèchement.

En l'absence de données hydrogéologiques et hydrochimiques de la région étudiée et dans le but de déceler l'existence d'un lien entre les lacs et la nappe phréatique, une étude de la chimie des eaux aussi bien des lacs Isli et Tislit que des différentes résurgences alentours a été effectuée.

## 7.1. Hydrochimie.

11 échantillons d'eau du lac Isli récoltés à différentes profondeurs, à l'aide d'une bouteille de prélèvement "NISKIN", ont fait l'objet d'une analyse chimique.

D'autres échantillons d'eau ont été récoltés. Il s'agit de :

- 1 échantillon prélevé, à l'aide d'une bouteille "NISKIN" dans le lac, à une profondeur de 93m. Le choix de cet échantillon était basé sur la présence de bulles de gaz à cet endroit. Il correspondrait au mélange des eaux du lac avec celles d'une résurgence sous-aquatique. Il sera appelé "Source lac"
- 1 échantillon prélevé à la surface du lac Tislit.
- 11 échantillons prélevés dans différentes sources :

Dans le plateau des lacs, les sources qui n'ont pas été tariées\* malgré la saison sèche ont été échantillonnées selon la lithologie de leur lieu de résurgence.

- Grès rouges (Bathonien): Source 1, Source 3, Source X, Source Y et Tasgout
- Marnes à passées calcaires (Bajocien-Bathonien): Source A et Source B
- Calcaires (Bajocien) : Source Takkat

Au nord du plateau des lacs, deux sources (Tafza 1 et Tafza 2) situées à une altitude de 1700m, ont été échantillonnées. Elles jaillissent toutes deux à partir des marnes versicolores à passées carbonatées. Elles sont distantes l'une de l'autre d'une vingtaine de mètres et se caractérisent par leurs salinité inhabituelle.

L'analyse chimique des eaux a été effectuée selon les méthodes de routine du Lasur (Institut de Géologie de Neuchâtel). Il est **important** de noter que les teneurs en carbonates n'ont pas pu être effectuées sur le terrain. Cette teneur a été déterminée d'après la balance ionique:

$$[\text{carbonates}] = \sum \text{cations} - \sum \text{anions}$$

La comparaison des compositions chimiques des différentes eaux, effectuée l'aide du diagramme binaire de Schoeller (1956), montre que:

- Pour les échantillons prélevés dans le lac Isli (fig. 2.14), seul le calcium varie de façon significative. Pour cet élément, l'échantillon "source lac" est le plus riche, alors que l'échantillon pris dans le métalimnion est le plus pauvre (Annexe 1).
- La comparaison des eaux du lac Isli avec celles du lac Tislit (fig. 2.14) montre l'existence de similitudes entre ces deux types d'eaux. Le lac Isli est plus minéralisé que le lac Tislit, bien que ce dernier présente un enrichissement en calcium et  $\text{SO}_4^-$ .
- Toutes les sources analysées ont des compositions plus ou moins comparables à l'exception de Tafza 1 et Tafza 2 (fig. 2.13) qui sont plus minéralisées et plus riches en  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$  et  $\text{SO}_4^-$ .
- Bien que plus minéralisées, les eaux des lacs Isli et Tislit et celles des sources (excepté Tafza 1 et 2)

\* Notons que les résurgences à partir des grès rouges (sommet de la séquence stratigraphique) tarissent plus vite, alors que les plus abondantes proviennent des calcaires.

présentent une similitude sauf en ce qui concerne le Ca relativement pauvre dans les eaux des lacs (fig. 2.15).

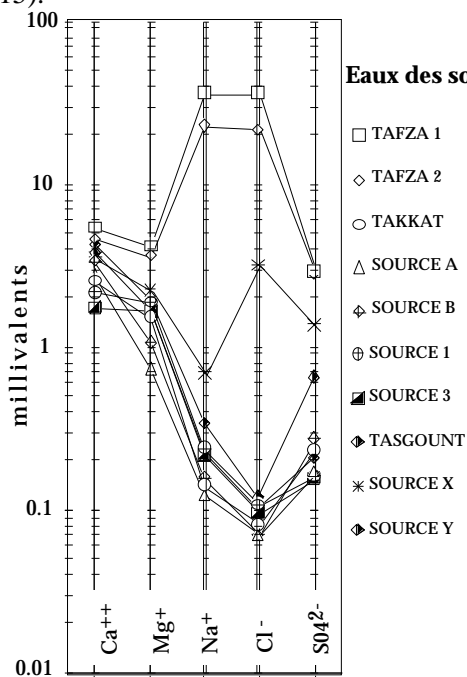


Fig. 2.13 : Chimie des eaux de sources (selon Schoeller 1956)

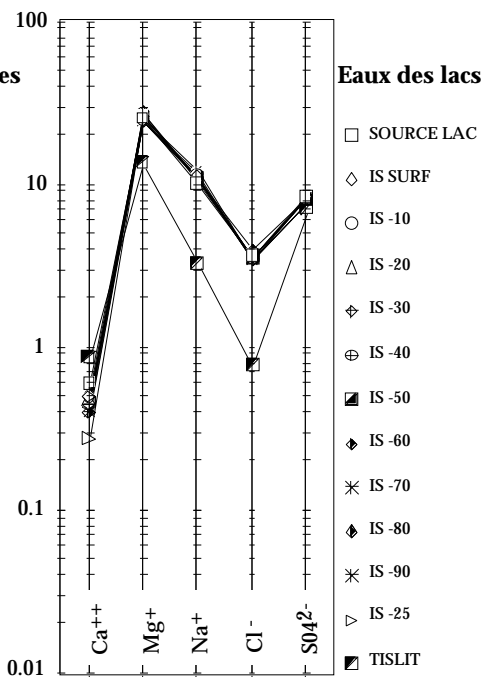


Fig. 2.14 : Chimie des eaux des lacs Isli et Tislit (selon Schoeller 1956)

Ces comparaisons ont été complétées par une analyse factorielle en composantes principales ACP (fig. 2.16).

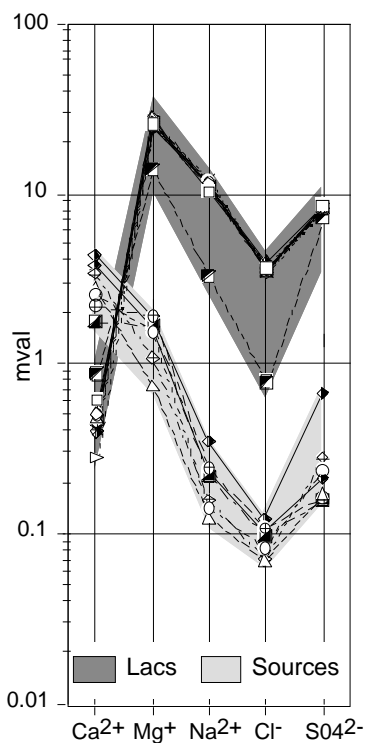


Fig. 2.15: Diagramme de Schoeller. Sans Tafza 1 et 2 et Source X.

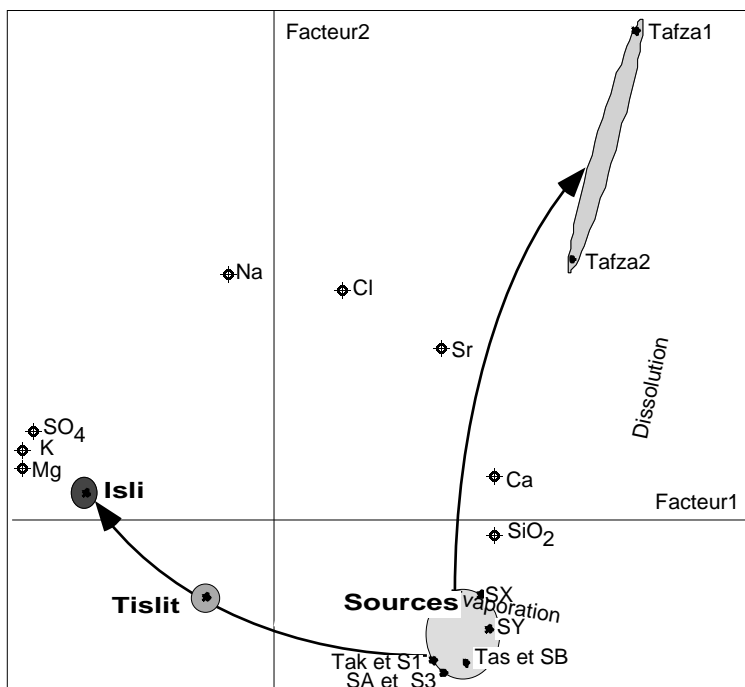


Fig. 2.16: Analyse factorielle en composantes principales (ACP). Les variables ont été réduites.

De ces données nous pouvons tirer les conclusions et les hypothèses suivantes :

- Quelque soit le lieu de résurgence, toutes les sources échantillonnées dans le plateau des lacs ont des compositions chimiques comparables. Les différences existantes sont inhérentes aux propriétés environnementales de chacune d'elles (enrichissement en  $\text{NO}_3$  pour les sources soumises à une grande affluence de troupeaux, enrichissement en  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$  et  $\text{SO}_4^-$  pour celles à grand taux d'évaporation (source stagnantes)). Nous assumerons donc, que dans le plateau des lacs\*, indépendamment de l'altitude, toutes les sources sont alimentées par la même nappe phréatique.
- Les sources Tafza 1 et 2 se seraient enrichies en  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$  et  $\text{SO}_4^-$  au contact (par dissolution) d'écaillés triasiques charriées par le diapirisme.
- Les résultats de l'analyse en composantes principales (ACP), combinés à ceux du diagramme de Schoeller permettent de proposer que, par évaporation des eaux des sources nous arrivons, en premier lieu, à des eaux correspondant à celles du lac Tislit puis, à plus fort taux d'évaporation, à celles du lac Isli. En effet, les comparaisons par le biais du diagramme binaire de Schoeller (voir fig 2.15 et 2.16), montrent un parallélisme entre les différentes compositions (entre sources, Tislit et Isli) avec comme différence principale le taux de minéralisation. Les faibles teneurs en calcium des eaux des lacs est à attribuer à la sédimentation carbonatée qui s'y effectue (principalement de l'aragonite dans les deux lacs).

Pour soutenir notre proposition, nous avons utilisé un programme de simulation, le programme KINDIS, développé par L'Institut de Géochimie de Surface à Strasbourg, France.

#### 7.1.1. Description du modèle KINDIS

Le programme KINDIS (Kinetic Dissolution) permet de simuler des réactions chimiques réversibles et irréversibles entre un ensemble de minéraux donnés et une solution aqueuse de composition connue (Madé, 1991).

Il est formé de deux parties :

##### **A** - *Le module de calcul de l'équilibre initial :*

Il constitue le programme Equil T (Equilibre). Celui-ci, calcule à partir de la composition chimique d'une solution, la distribution des éléments entre les ions simples et les ions complexes et détermine le degré de saturation de la solution par rapport à un ensemble de minéraux choisis. C'est un programme de test thermodynamique statique. La procédure est décrite dans la figure 2.17.

---

\* Les sources Tafza 1 et 2 ne sont pas situées dans le Plateau des Lacs mais au Nord de celui-ci.

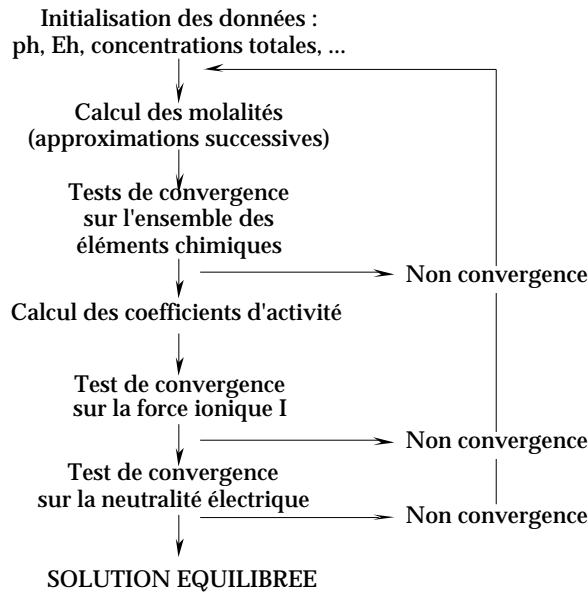


Fig. 2.17: Algorithme montrant les étapes suivies par le programme Kindis lors du calcul de l'équilibre initial

L'état de saturation d'une solution vis-à-vis d'un minéral M peut être mesurée en comparant la constante d'équilibre K (Produit de solubilité) de la réaction au produit ionique Q du minéral (Fig. 2.18).

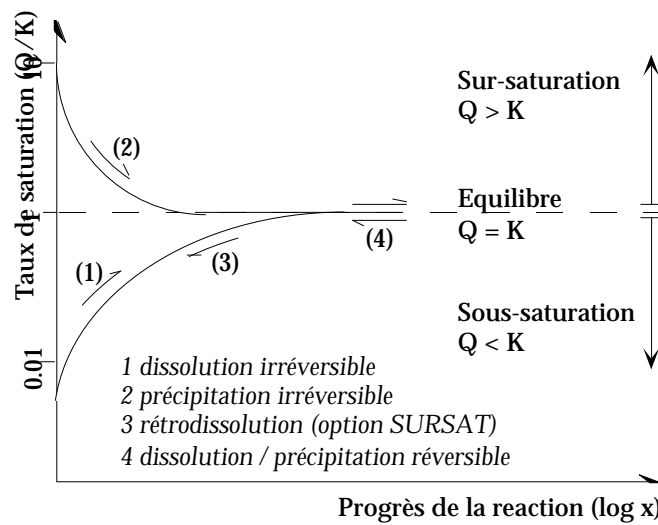


Fig. 2.18: Variations du taux de saturation pour un minéral et possibilités de simulation à l'équilibre et hors d'équilibre (dans Fritz, 1981)

Prenons l'exemple d'un minéral M:



La constante d'équilibre K s'écrit :

$$K = \frac{[C_e]^\gamma [D_e]^\delta}{[A_e]^\alpha [B_e]^\beta}$$

Les indices e indiquent qu'il s'agit des activités à l'équilibre

Tant que l'équilibre n'est pas atteint on considère le produit ionique du minéral Q:

$$Q = \frac{[C] [D]}{[A] [B]}$$

Si  $Q < K$ , la solution est sous-saturée par rapport au minéral M

Si  $Q > K$ , la solution est sursaturée par rapport au minéral M

Si  $Q = K$ , la solution et le minéral sont en équilibre.

**B - La procédure incrémentale de perturbation.** Elle fonctionne selon deux modes distincts:

- Le mode dissolution : C'est le programme Dissol. Il simule la dissolution d'un ensemble de minéraux dans une eau donnée et calcule les quantités de minéraux formés ou dissout en fournissant à chaque étape de la simulation la composition de la solution.

- Le mode évaporation : C'est le programme Evapor. Il calcule les variations de la composition chimique d'une eau donnée et les quantités de minéraux qui précipitent sous l'effet de la concentration de la solution par évaporation.

*Pour la description détaillée des modèles thermodynamiques Equil et Dissol / Evapor, on peut se référer à Fritz (1975, 1981), Clément et Madé (1989), Madé (1991) et Clément (1992).*

Dans le présent travail, la simulation s'est focalisée sur le mode évaporation. La version du programme Kindis utilisée, permet l'introduction de fonctions permettant la simulation à toutes températures entre 0 et 300°C.

La simulation d'une évaporation repose sur la notion d'états d'équilibres successifs. Elle se décompose en 4 étapes:

**1 - Equilibre initial :** A partir de la composition de la solution initiale et de certains paramètres physico-chimiques ( $T^\circ$ , pH, Eh,...) on définit un état d'équilibre initial. Cette étape permet de calculer les molalités et les activités des espèces aqueuses ainsi que le degré de saturation des minéraux.

**2 - Perturbation du milieu :** Dans le cas d'une évaporation, le départ d'un certain nombre de moles d'eau fait progresser la réaction. La variable de progrès de la réaction définit, pour un incrément de calcul, l'apport de matière en solution.

**3 - Résolution des systèmes d'équations :** D'après les contraintes que représentent les conservations de masses des éléments chimiques, la force ionique, la neutralité électrique de la solution et les équilibres des minéraux produits, deux systèmes d'équations linéaires sont formés.

Le système d'équation est dérivé une première, puis une seconde fois par rapport à ou à t. La résolution de ces deux nouveaux systèmes permet de calculer les dérivées premières et secondes des inconnues.

**LES INCONNUES**

Le nombre de moles des  $E_c$  espèces de base qui correspondent aux  $E$  éléments chimiques contenus dans la solution

**LES EQUATIONS**

$E_c$  équations de conservation de masse (une par élément chimique présent dans la solution)

Le nombre de moles des  $C$  seconds termes des couples d'oxydo-réduction, le premier terme étant une espèce de base



$C$  équations d'équilibre ionique entre membres d'un couple d'oxydo-reduction

L'activité électronique



L'équation de neutralité électrique

La force ionique



L'équation de définition de la force ionique

Le nombre de moles d'eau



L'équation d'équilibre d'eau

Le nombre de moles des  $M_p$  minéraux produits



$M_p$  équations d'équilibre ionique pour les minéraux produits à l'équilibre

**4 - Calcul des nouvelles concentrations:** A partir des dérivées calculées à l'étape 3, il est possible de déterminer les nouvelles valeurs des variables du système en utilisant un développement de Taylor limité au second ordre. Cette limitation du développement induit, après un grand nombre d'itérations, une certaine dérive du système. Cette dérive peut se mesurer en comparant les  $\log K$  et  $\log K$  des espèces aqueuses. Si elles sont proches, le système est stable; le cas échéant (condition testée pour toutes les espèces aqueuses) la simulation est stoppée. Les valeurs ainsi calculées constitueront un nouvel état d'équilibre. La simulation peut reprendre à l'étape 2 pour l'incrément suivant.

### 7.1.2. Tests de saturation

Grâce aux tests de saturation, nous avons pu, d'une part vérifier les équilibres chimiques des différentes eaux analysées, et d'autre part, déterminer les minéraux initialement en équilibre avec ces eaux.

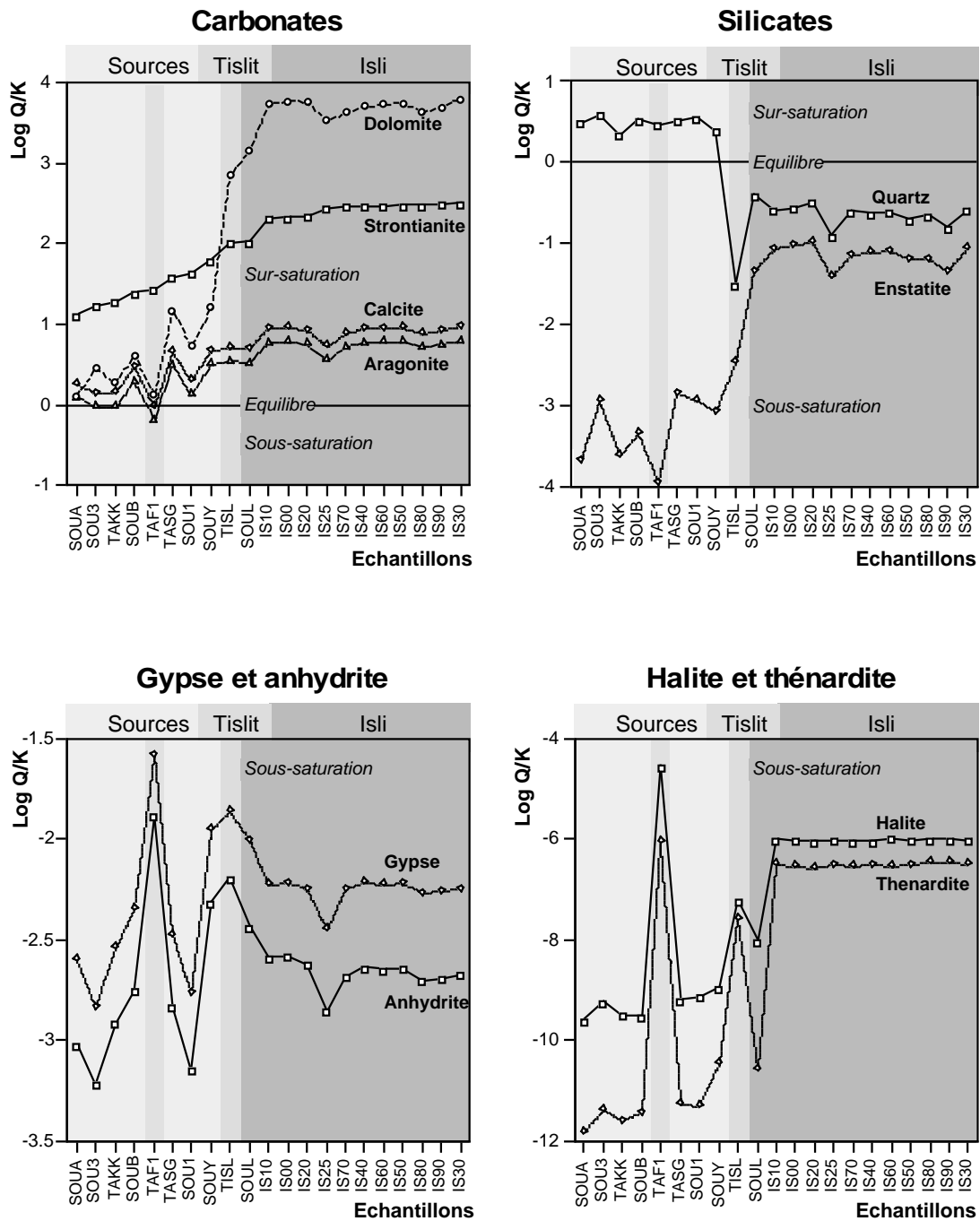
Tous les minéraux carbonatés testés (calcite, dolomite, aragonite et strontianite) sont thermodynamiquement en équilibre ou en sursaturation par rapport aux eaux des sources et des lacs. Concernant les autres minéraux non carbonatés, seul le quartz est sursaturé et ce uniquement par rapport aux eaux de sources (Fig. 2.19).

Actuellement, seules l'aragonite et la calcite précipitent dans les eaux du lac. La dolomite et la strontianite, bien que sursaturées par rapport aux eaux des lacs Isli et Tisli n'ont pu être déterminées par diffraction RX ni dans les sédiments prélevés au fond du lac Isli (mission 1992) ni dans les pièges à sédiments (même mission). En outre, l'analyse minéralogique de travertins récoltés autour du lac Isli a montré que ces derniers sont entièrement aragonitiques.

### 7.1.3. Résultats et interprétations des simulations d'évaporation

Le programme Kindis nous a permis de simuler l'évaporation d'une eau de source (source B) et de suivre l'évolution de sa composition chimique au cours des incréments d'évaporation successifs. La suite des compositions chimiques obtenue a été introduite dans l'analyse factorielle en composantes

**Fig. 2.19: Résultats des tests de saturation des différents minéraux potentiellement capables de précipiter dans les eaux des sources et des lacs.**



## Simulation d'évaporation (KINDS) Analyse factorielle en composantes principales

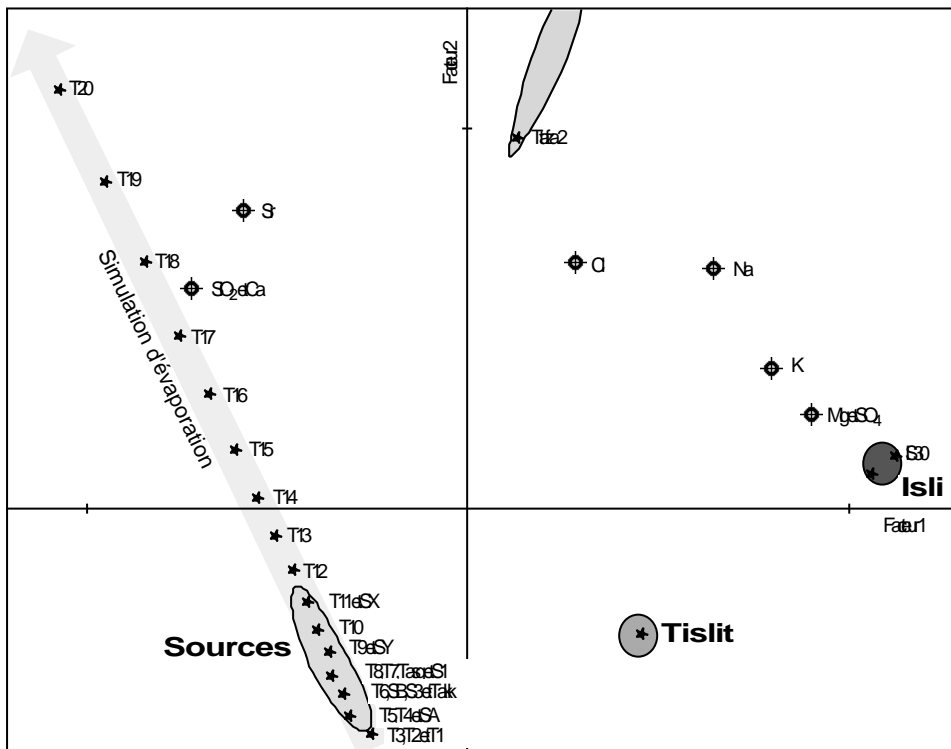


Fig. 2.20: analyse factorielle en composantes principales (facteur 1 versus facteur 2). La flèche grisée indique le cheminement de la simulation (T1 à T20: Composition de l'eau à un incrément donnée)

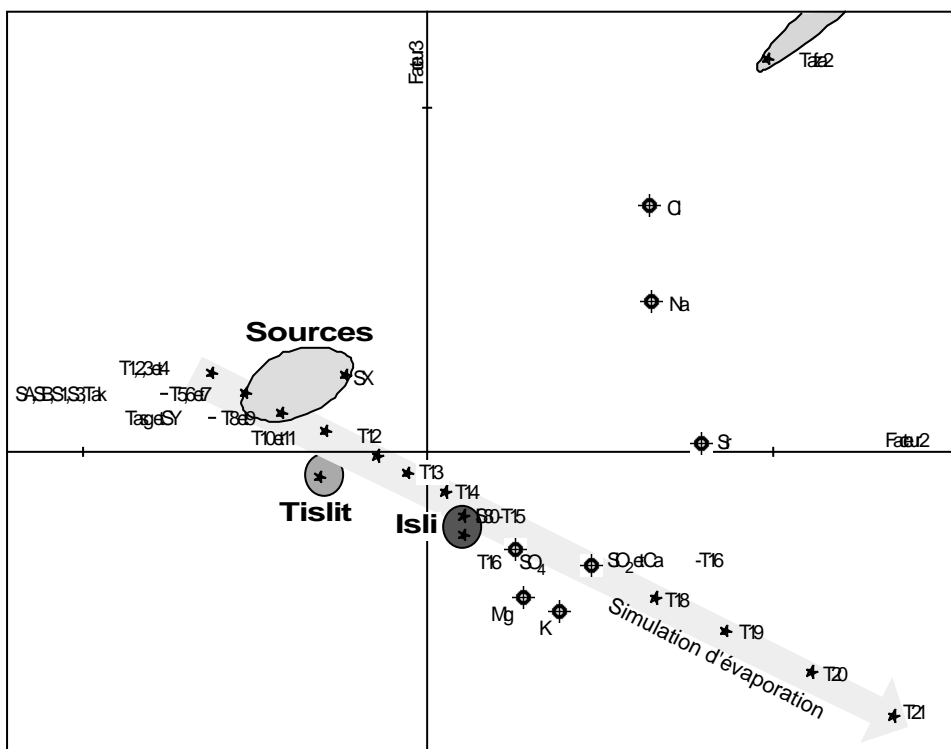


Fig. 2.21: analyse factorielle en composantes principales (facteur 2 versus facteur 3). La flèche grisée indique le cheminement de la simulation (T1 à T21: Composition de l'eau à un incrément donnée)

principales et le cheminement de cette évaporation est, alors, comparé à l'hypothèse émise sous §7.1 figure 2.16.

Après l'incorporation des données des simulations dans une nouvelle analyse factorielle en composantes principales nous avons obtenu les résultats suivants :

Figure 2.20: Facteur 1 (52% de la variance) versus Facteur 2 (30% de la variance). Ce diagramme montre une évolution du chimisme des eaux évaporées différente de celle proposée de notre hypothèse. Cette évolution pourrait être expliquée comme suit :

- Comme la calcite et l'aragonite sont initialement sursaturées, le système en évoluant, fait augmenter les teneurs en calcium et en strontium. Or la version du programme Kindis que nous avons utilisé (V 2.0) n'accepte pas de sursaturations initiales dans la simulation d'une dissolution ou d'une évaporation. Par conséquent, l'utilisateur doit éliminer le minéral sursaturé. Ce dernier n'entrant plus dans la simulation, tout élément composant ce minéral, verra sa concentration augmenter au fur et à mesure de l'avancement de la simulation.
- En outre, comme la composante du calcium sur le facteur 1 représente -0.728 et que le strontium représente -0.635, cet axe dépendra donc de la variance, imposée par la simulation, de ces deux variables et donnera une évolution différente à celle attendue.

Sur la figure 2.21 (Facteur 2 versus facteur 3 (17% de la variance)), le poids des variables Sr et Ca a été atténué. L'évolution du chimisme de la solution en évaporation, allégé du poids du strontium et du calcium, adhère au schéma proposé dans la figure 2.16.

Le Laboratoire de Géochimie de Surface de Strasbourg met actuellement en test une nouvelle version de Kindis. Celle-ci devrait permettre de gérer aussi bien les problèmes de sursaturations initiales que les problèmes de précipitations cinétiques et thermodynamiques. Chaque minéral pourra passer de la dissolution cinétique à la précipitation cinétique et ce de façon réversible. Il serait donc intéressant, dans le futur, de reprendre ce problème plus en détail.

*Remarque: En effectuant des simulations d'évaporation, le programme ne fait évoluer le système qu'en retranchant, à chaque incrément, un certain nombre de moles d'eau sans tenir compte d'éventuels apports. Or, dans le cas concret d'un lac, les phénomènes d'évaporation sont concomitants avec les apports en eau de surface et en eaux souterraines. Ces eaux, minéralisées grâce au contact avec les roches encaissantes, changent continuellement la composition chimique des eaux du lac. Par conséquent, l'évolution d'une évaporation dans une simulation, où le réservoir d'eau constitue un système fermé ne peut être complètement concordante avec l'évolution d'une évaporation naturelle des eaux d'un lac, qui lui, représente un système ouvert avec des apports continus et eau et en ions.*

## 8. Les variations du niveau du lac Isli.

Lors de la mission de 1992, une tentative de reconstitution des paléo-niveaux du lac Isli des dernières décennies a été entreprise. Elle se base, d'une part, sur les données morphologiques du terrain (plages, dépôts lacustres, etc....) et d'autre part, sur la tradition orale pour tenter de situer ces dépôts dans le

temps. Nous avons, ainsi, pu distinguer :

## 8.1. Les plages actuelles

Par plages actuelles sont désignées les zones de battement saisonnières / annuelles du lac. Ces plages peuvent être subdivisées en deux parties:

### 8.1.1. Plages immergées

Les plages immergées ont une largeur moyenne d'environ 5 à 7 m mais peuvent atteindre 10 à 13 m devant les embouchures des oueds. Leurs pentes sont faibles, elles ne dépassent pas 5 à 7%. Ces pentes s'accroissent en aval pour atteindre des déclivités d'environ 40%. Lithologiquement, elles présentent une alternance de sable grossier, de vases organiques noires et fétides et de cailloutis et d'amas de cailloutis remaniés.

### 8.1.2. Plages exondées

Sur les berges nord et ouest, ces plages se délimitent par une "mini-falaise" qui n'est présente sur les autres rives que si la topographie le permet (fig. 2.22, année 1986). Cet escarpement, se dresse à 1 m au-dessus du niveau actuel du lac, sur une hauteur moyenne de 70 à 80 cm. Il présente une alternance de sable grossier, de vases noires et de cailloutis ou d'amas de cailloutis. Ce faciès présente un continuum avec celui rencontré dans les plages immergées. Selon le témoignage d'un villageois, le lac atteignait ce niveau en 1986.

La plage actuelle, elle-même, est constituée de sables rouges, et s'étend sur une largeur moyenne de 8 à 10 m. On y remarque deux bandes de débris ligneux, qui marqueraient les niveaux atteints par le lac au cours des deux ou trois dernières années. La première bande se situe à 2 m du bord du lac, la seconde à 3.5 m (fig. 2.22 et 2.24).

## 8.2. Plages anciennes

Lorsqu'elles sont présentes, ces plages se délimitent par une limite de végétation à 8.5 m au-dessus du niveau actuel du lac. L'absence de végétation serait consécutive à la salinité engendrée par l'évaporation des eaux du lac. Cette plage, sur la berge nord, s'étend sur une largeur de 78 m (niveau A). Le lac atteignait ce niveau en 1970. Ce témoignage est en accord avec les données pluviométriques (fig. 2.5).

A 42 m du bord du lac (niveau B), une ancienne ligne de rivage marquée par une lisière de buissons témoigne du niveau du lac (5m au dessus du niveau actuel) pendant les années 1948 à 1950.

Selon les villageois, la bande de plage sise entre les niveaux A et B existait déjà avant 1948; ce fait indique qu'à cette époque, le lac atteignait un niveau semblable à celui de 1970 (fig. 2.24).

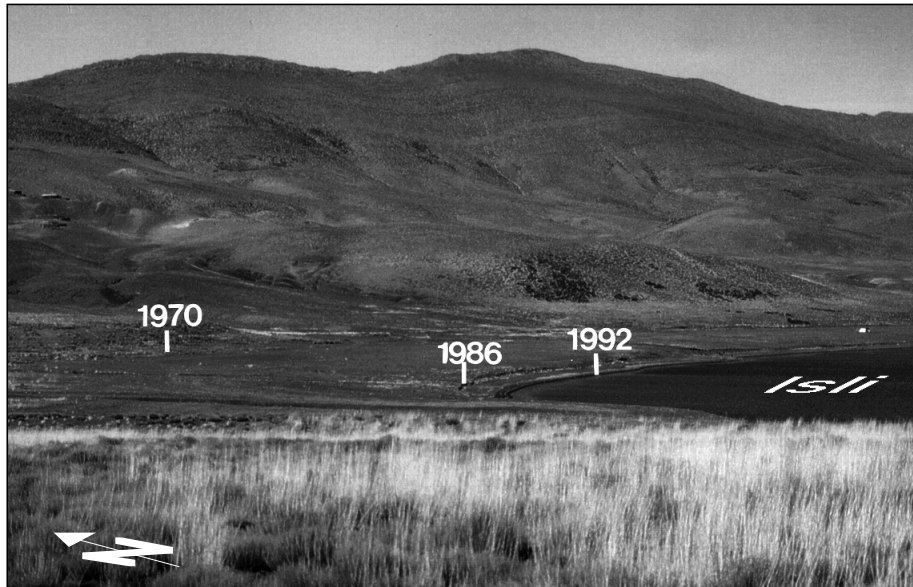


Fig. 2.22: Variations du niveau du lac Isli durant les dernières décennies. Ces données sont basées sur les témoignages des villageois

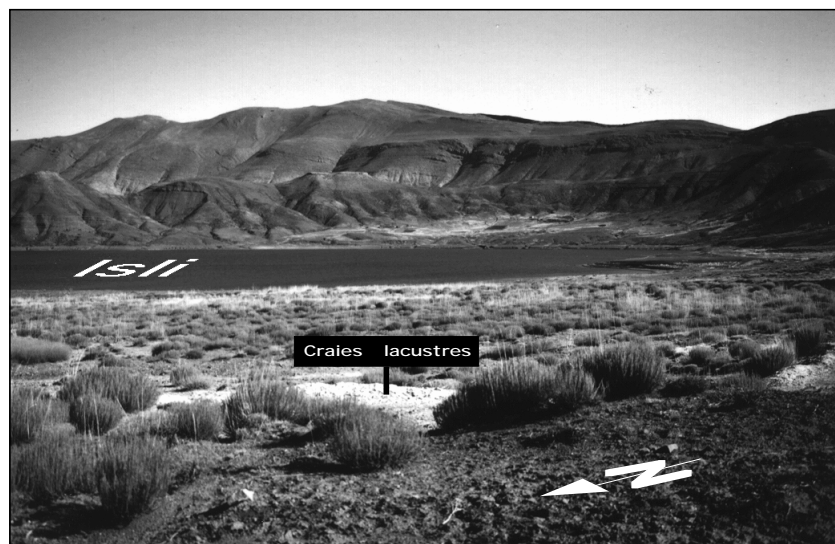


Fig. 2.23: Des dépôt lacustres, notamment des limons et des craies, affleurent autour du lac Isli. (distance lac - affleurement > 120m)

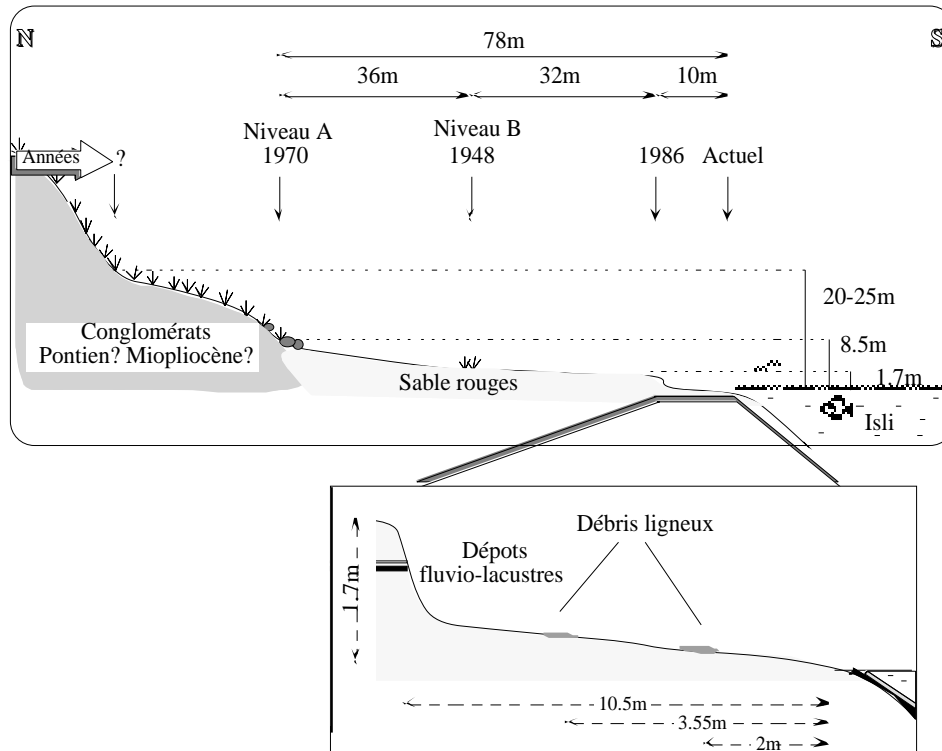


Fig. 2.24: Profil schématique de la berge Nord du lac Isli

Lorsque les roches encaissantes affleurent tout près du lac, ces plages sont remplacées par des terrasses (cônes deltaïques).

Sur tout le pourtour du lac, ces plages et terrasses sont entaillées par des ravines (creusements dus à la diminution du niveau de base du lac), mettant à jour, en aval des oueds, des figures de progradation et des stratifications obliques, typiques de cônes deltaïques (fig 2.25c).

### 8.3. Cônes deltaïques

En amont des oueds, entaillés dans les terrasses abandonnées par le lac après son retrait, on rencontre des stratifications typiques de dépôts fluviaux avec une alternance de sables et de cailloutis généralement anguleux et pouvant dépasser parfois les 50 cm. Ces éléments peuvent être imbriqués, et fortement inclinés. Cette inclinaison témoigne de la violence des courants engendrés par les orages.

En aval de ces oueds, le type de stratification change avec, notamment, l'apparition de prismes de progradation dont le cœur caillouteux est enrobé par des bandes de sables et de limons (25b). Outre les prismes de progradation, on retrouve sur les sables et argiles des ripples marks. Elles sont généralement asymétriques et indiquent un sens de courant contraire à celui des oueds, démontrant ainsi l'influence des courants lacustres (fig. 2.25a).

### 8.4. Craies lacustres

Tout autour du lac, on retrouve des affleurements épars de craies lacustres. En fonction de leur altitude par rapport au niveau actuel du lac, quatre niveaux de craies sont à distinguer:

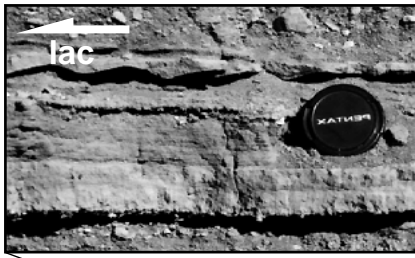


Fig. 2.25a: Vue rapprochée d'un banc à ripples marks. La configuration des rides de courants, indiquent un sens contraire à celui attendu d'après le sens d'écoulement des oueds. Cette configuration met ainsi en évidence, l'importance de l'influence lacustre.

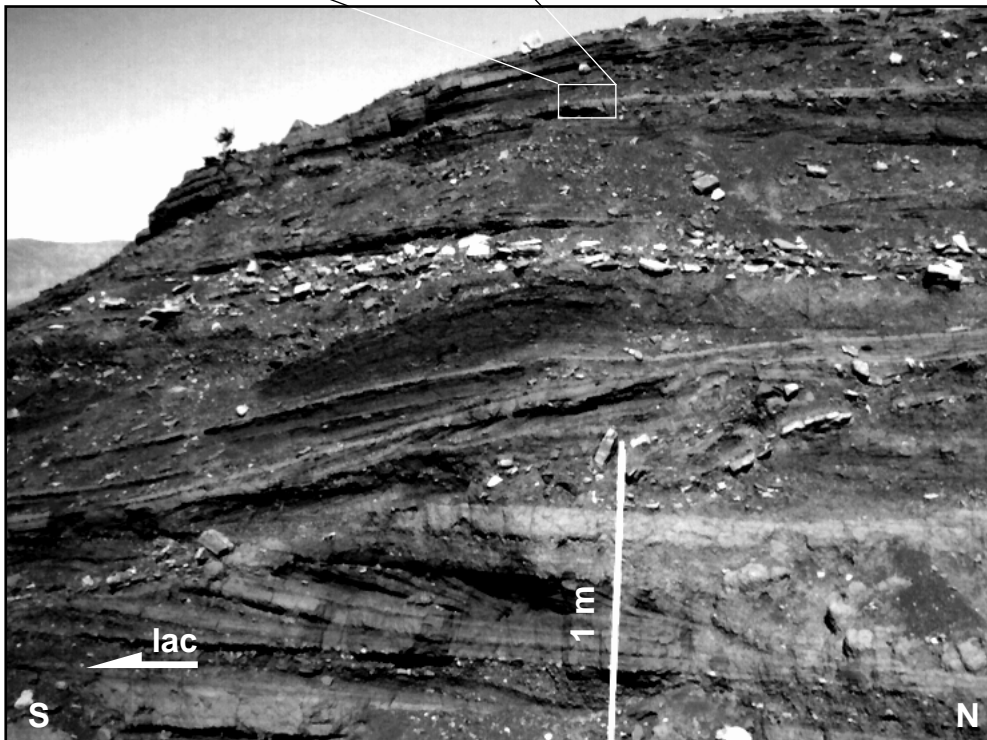


Fig. 2.25b: Profil dans un front d'accrétion deltaïque

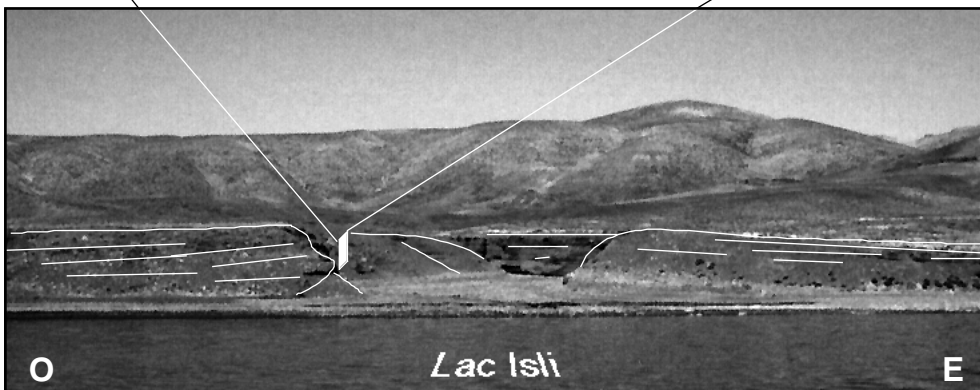


Fig. 2.25c: Vue depuis le lac Isli de l'embouchure d'un oued. La structure deltaïque en cône est soulignée. Le rectangle blanc (vue en perspective) indique la position de la figure 2.25b.

#### 8.4.1. Craies lacustres à 5m

Ce niveau se retrouve dans 3 sites différents (fig. 2.26):

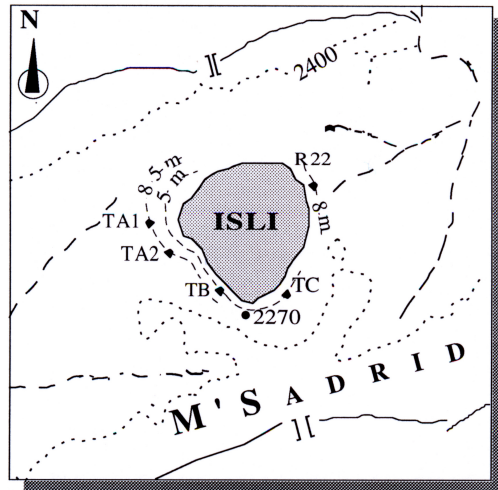


Fig. 2.26: Localisation des craies lacustres. Les craies de Tasgount ne figurent pas sur cette carte

##### •Terrasse B :

C'est une terrasse surélevée, située à l'ouest du lac. Elle est en continuité avec la plage de la rive Nord. Cette terrasse montre un niveau de craies lacustres mis à jour par les autochtones (les craies servent à assurer l'étanchéité des toits). Il s'agit d'un niveau de craies épais de 177 cm, reposant sur des limons rouges plus ou moins lités. Ces craies sont assez dures à leur base et sont riches en gastéropodes.

##### •Terrasse C :

Deux affleurements, à moins de deux mètres l'un de l'autre, se trouvent au SE du lac Isli. Ils sont composés d'une succession de marnes et de craies renfermant des passées turbiditiques sableuses.

#### 8.4.2. Craies lacustres à 8.5m

##### •Terrasses TA1 et TA2 :

C'est un horizon de craies, caractérisé par sa couleur blanchâtre, et qu'on retrouve sur plusieurs dizaines de mètres, longeant la cote ouest, et disparaissant de temps à autre sous les éboulis. Deux carottes ont été prises en deux sites TA1 (fig. 2.23) et TA2. Cette couche épaisse de 80 cm est riche en fossiles, notamment en gastéropodes. Elle repose sur des limons et des grès du bed rock.

##### •Rio 22 :

Situé à l'est du lac Isli (fig. 2.26), ce rio creuse son lit dans les sables et limons de la plage, et laisse apparaître un niveau de craies lacustres. Ce niveau repose, en amont, directement sur les grès rouges du bed rock, alors qu'en aval il repose sur des cailloutis d'origine fluviale. Ce niveau est épais de 70 cm, pauvre en fossiles, et est caractérisé par sa faible teneur en eau.

### 8.4.3. Craies de Tasgount.

Ce niveau de craies affleure uniquement sur le flanc sud de "Bab-n-ouayad" et apparaît parfois sur les levées des oueds de la plaine de Tasgount séparant le lac Isli du lac Tislit (fig. 2.1). Ces craies présentent des laminations fines, ainsi que des thalles d'algues; cependant elles sont pauvres en ostracodes et en gastéropodes (analyse à la loupe binoculaire). Le premier affleurement échantillonné (Tg2) se situe à environ 500m du lac Isli (10 à 20 m au-dessus du niveau du lac), au nord de la piste menant au lac Tislit. Le second à 100 m de la bergerie de Tasgount (Tg1).

Ces craies pourraient être interprétées comme le résultat du débordement du lac Isli (ou du lac Tislit) qui aurait occasionné l'inondation de la plaine de Tasgount. La topographie à cette époque devait être différente de l'actuel. En effet, actuellement, la présence de gorges au sud de la bergerie de Tasgount permet un drainage de la plaine vers le sud empêchant toute formation d'étendues d'eau. L'hypothèse du débordement du lac Isli peut être appuyée par la présence de paléo-exutoires du lac Isli.

## 8.5. Paléo-exutoires

L'hypothèse d'un débordement du lac Isli, déjà suggérée par Morgan (1982), puis par Lamb et al. (1994), peut être argumentée par la présence de paléo-exutoires reconnus sur le terrain, sur la base de données géomorphologiques (fig. 2.27b):

- Le premier à déversement à l'ouest se situe à environ 45m au dessus du niveau actuel du lac Isli. L'existence éventuelle de ce paléo-exutoire serait à l'origine des craies de Tasgount.
- Le deuxième, dont l'existence est davantage certifiée, se trouve à l'est du lac, à 40m au dessus du niveau actuel de celui-ci. Sa présence peut être confirmée par la présence d'une cluse (fig. 2.27a) dans le flanc nord du synclinal du plateau des lacs. L'hypothèse du débordement du lac Isli sera discutée ultérieurement.

## 9. Bilan d'eau

Après la reconstitution des paléo-niveaux du lac Isli, il était devenu intéressant de comparer les variations des données météorologiques, aussi rares et éparses soient elles, avec les paléo-niveaux lacustres. Cet exercice fût entrepris dans le but de quantifier "grossièrement" l'influence de la nappe phréatique.

Le lac Isli est actuellement un lac endoréique sans affluent permanent ni exutoire de surface. Les variations de son niveau dépendront principalement de (fig. 2.29):

- l'intensité des précipitations (sous forme de pluies directes sur la surface du lac ou sous forme de ruissellement provenant du bassin versant)
- de la sévérité de l'évaporation
- de la topographie de son bassin.

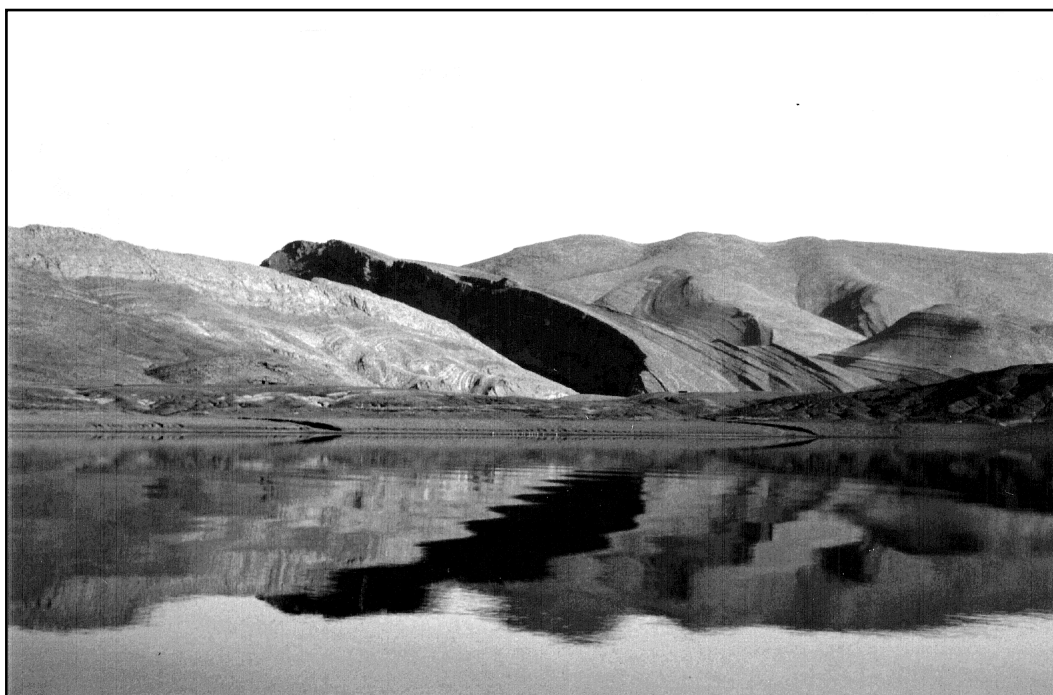


Fig. 2.27a: Photographie montrant l'emplacement de l'exutoire est du lac et la cuse qu'il pourrait avoir engendré.

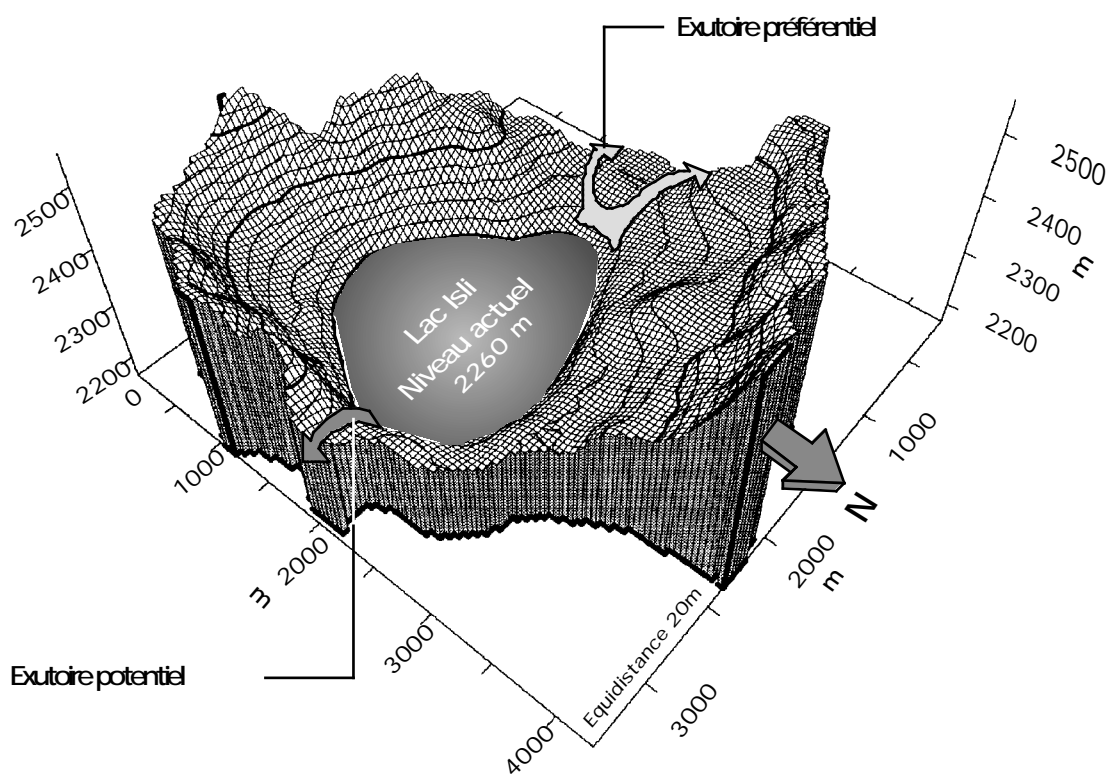


Fig. 2.27b: Bloc diagramme du bassin versant du lac Isli montrant l'emplacement des paléo-exutoires potentiels.

La nappe phréatique joue aussi un rôle important dans le bilan du lac: elle peut être source d'apport mais aussi, constituer un exutoire souterrain.

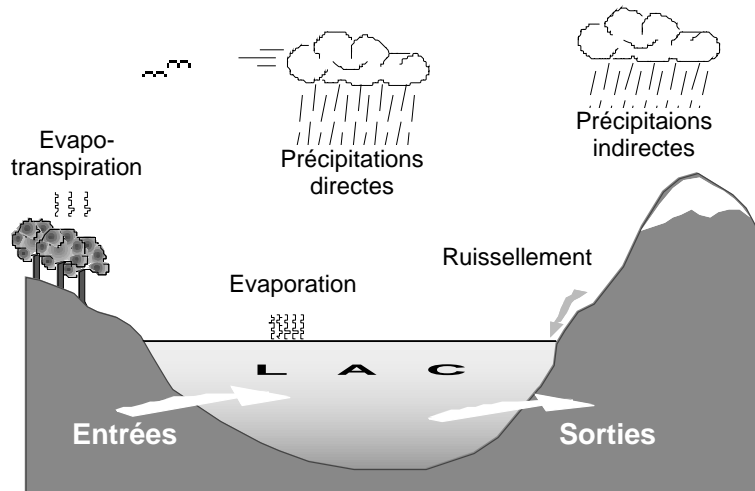


Fig. 2.28: Schéma simplifié des facteurs pris en compte pour l'établissement du bilan du lac Isli.

Pour calculer le bilan annuel du lac, nous avons utilisé les formules suivantes:

**A** sans tenir compte de l'évapotranspiration

$$\Delta V = [ (P \cdot S_L) + (P \cdot (S_{BV} - S_L)) ] - (E_L \cdot S_L)$$

**B** en tenant compte de l'évapotranspiration

$$\Delta V = [ (P \cdot S_L) + (P \cdot (S_{BV} - S_L)) ] - [ (E_L \cdot S_L) + (E_T \cdot (S_{BV} - S_L)) ]$$

V : variations du volume ( $V_{\text{final}} - V_{\text{initial}}$ )

P : précipitations annuelles

$S_L$  : surface du lac

$S_{BV}$  : surface du bassin versant

$E_L$  : évaporation (uniquement à partir du lac). Par manque de données nous avons choisi une valeur moyenne constante pour tout l'intervalle de temps simulé ( $E_L = 1620\text{mm/an}$ ).

ET : évapotranspiration

Les formules A et B nous permettent d'obtenir uniquement les variations (dans notre cas, annuelles) du volume du lac. La transformation de ces variations en variations du niveau lacustre, nécessite:

1. le choix d'un état d'équilibre initial (volume et niveau qu'aurait atteint le lac à une année donnée): Notre choix s'est porté sur l'année 1970. En effet, grâce à la reconstitution des variations du niveau du lac, nous avons pu déterminer le niveau atteint par le lac en 1970. Le calcul du volume du lac en une année (t) peut ainsi se faire selon:

$$V_t = V_{1970} + \sum_{1971}^t V_i$$

2. la connaissance de la topographie du lac et de son bassin versant: Dans ce but, la carte topographique à disposition (1/50'000) et la carte bathymétrique du lac (préalablement mise à l'échelle

de la carte topographique) ont été digitalisées. Les interpolations nécessaires ont été effectuées à l'aide du programme UNIMAP. Les calculs des volumes et des surfaces hypothétiques du lac Isli en fonction de l'altitude ont été effectués grâce à un programme (VOLUME) réalisé à cet effet, par Dr. E. Zuur (Limnocéane, Institut de Géologie de Neuchâtel). Ce programme calcule, en se basant sur les données topographiques\*, la surface d'un plan d'eau à une altitude donnée et le volume sous-jacent (fig. 2.29).

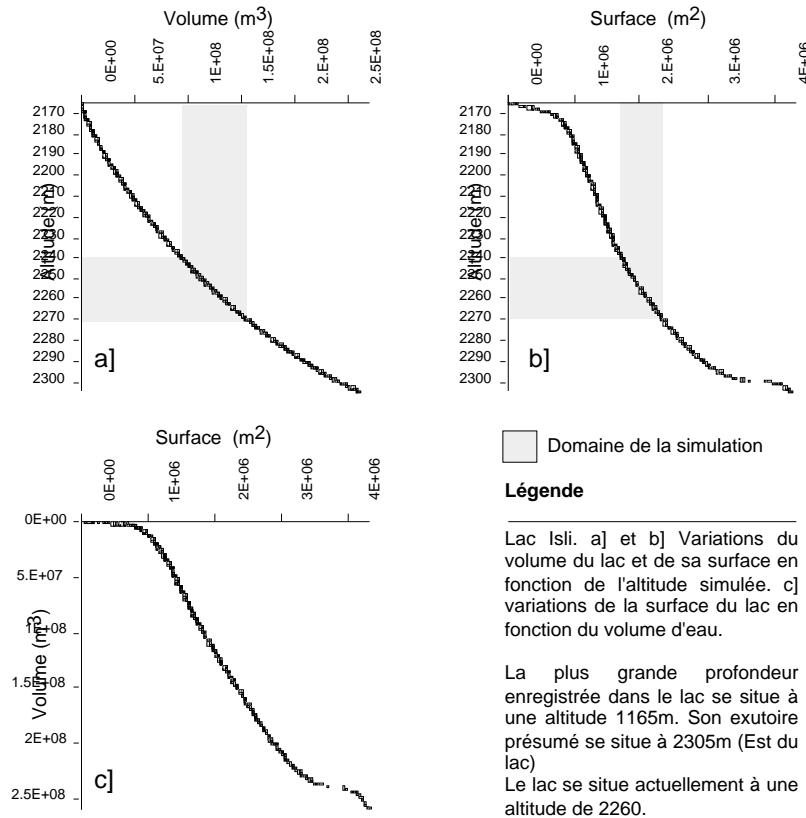


Fig. 2.29: Résultats des simulations des variations du volume et de la surface du lac en fonction de l'altitude et des variations de la surface en fonction du volume (Programme VOLUME, Zuur)

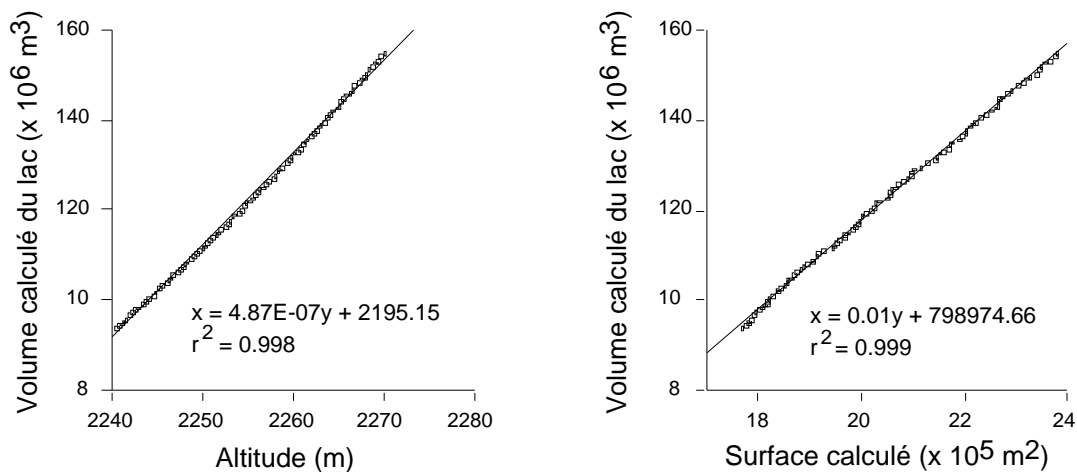


Fig. 2.30: Variations de l'altitude et de la surface en fonction du volume du lac. Cette figure (extrait de la figure 2.29) montre que dans l'intervalle de simulation (2240m à 2270), l'altitude et la surface du lac peuvent être calculés d'après les droites de régressions linéaires.

\* L'altitude maximale pour les simulations correspond à l'altitude du paléo-exutoire (45m au dessus du niveau actuel du lac = 2305m). L'altitude minimale, correspond au fond actuel du lac.

La simulation des variations du volume du lac, en fonction du temps, ayant ainsi été effectuée, il s'agit de transformer ces variations de volume en variations du niveau et de surface du lac. L'intervalle pour lequel la simulation a été réalisée se situe entre 2240m et 2270m (niveau atteint par le lac en 1970). Pour cet intervalle de la simulation, les variations d'altitude et celles de surface sont des fonctions linéaires de celles du volume (fig. 2.30). L'altitude et la surface peuvent être calculés d'après les droites de régression (fig. 2.30).

Le volume, la surface et le niveau du lac ainsi simulés (fig. 2.31), seront alors comparés avec ceux d'une année donnée. Les différences pourraient être attribuées à l'alimentation du lac par la nappe phréatique.

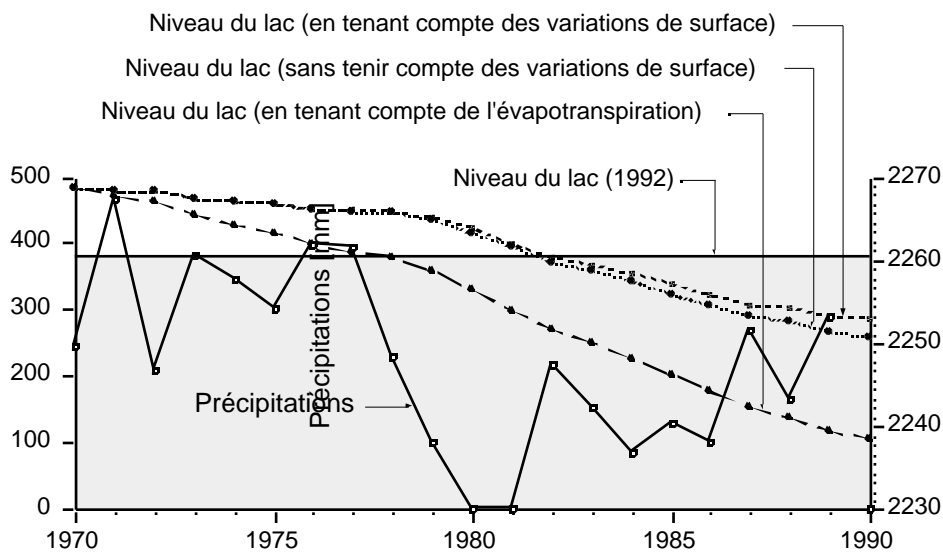


Fig. 2.31: Simulation des variations du niveau du lac en se basant sur les données météorologiques.

La comparaison entre volumes, surfaces et niveaux calculés et réels (observés sur le terrain) a été effectuée pour l'année 1990 (1989 qui est la dernière année pour laquelle les données météorologiques sont disponibles).

	V(1) %	S(1) %	V(2) %	S(2) %	V(3) %	S(3) %
Surface (actuelle - calculée)/surface actuelle		9.00		5.52		20.80
Volume (actuel - calculé)/volume actuel	14.22		10.71		33.03	

- (1) : Sans tenir compte des variations de surface
- (2) : En tenant compte des variations de surface
- (3) : En tenant compte des variations de surface et de l'évapotranspiration

Avec les données disponibles et entre 1970 et 1990, on peut faire les estimations suivantes:

- Sans tenir compte des variations de la surface du lac, ni de l'influence de la nappe phréatique, le lac aurait perdu 14% de son volume (correspondant à 9% de surface). Son niveau aurait été plus bas que le niveau actuel d'environ 9m. Ce qui signifie qu'en 1990, le niveau atteint le serait avec un apport de 14% par la nappe phréatique.
- En tenant compte des variations de surface, les pertes en eaux décroissent avec la diminution de la surface d'évaporation. Le lac atteindrait un niveau inférieur de 7.5m au niveau actuel. ( Surface = 6% et Volume = 11%). Ce qui signifie qu'en 1990, le niveau atteint le serait avec un apport de

11% par la nappe phréatique.

- En tenant compte et de l'évapotranspiration et des variations de surface, le niveau du lac aurait baissé de 21 m (au dessous de son niveau actuel), avec une perte de 30% de son volume correspondant à 20% de sa surface. Ce qui signifie qu'en 1990, le niveau atteint le serait avec un apport de 30% par la nappe phréatique.

Ces données permettraient uniquement de donner une estimation grossière des apports de la nappe phréatique (données hors équilibre) car elles comportent deux paramètres mal contrôlés: l'évaporation et l'évapotranspiration. Les échanges lac/nappe phréatique, à l'état d'équilibre, ne peuvent en être déduits.



# Sédimentologie et stratigraphie

## 1. Introduction

Dans le cadre du projet SALAAM, deux campagnes de carottage ont été effectuées dans le lac Isli. Au cours de la première, réalisée en 1990, on a effectué, d'une part un relevé bathymétrique et sismique du lac et d'autre part, prélevé huit longues carottes d'une longueur de 7 à 10 m. La deuxième campagne, entreprise en 1992, a permis la réalisation de petits forages dans les craies et limons lacustres affleurant autour du lac, l'installation de pièges à sédiments et le prélèvement de huit carottes courtes (70 à 90cm) dans le lac Isli (fig. 3.1).

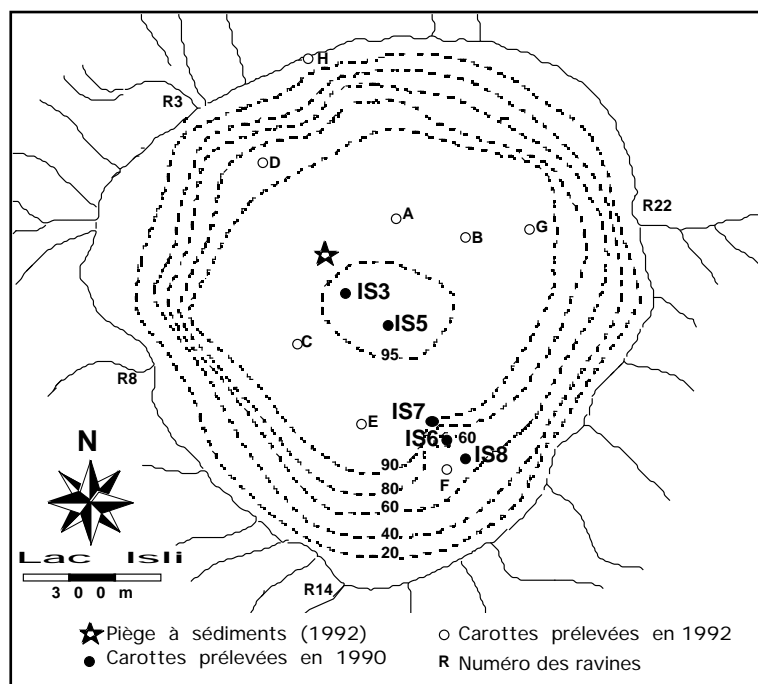
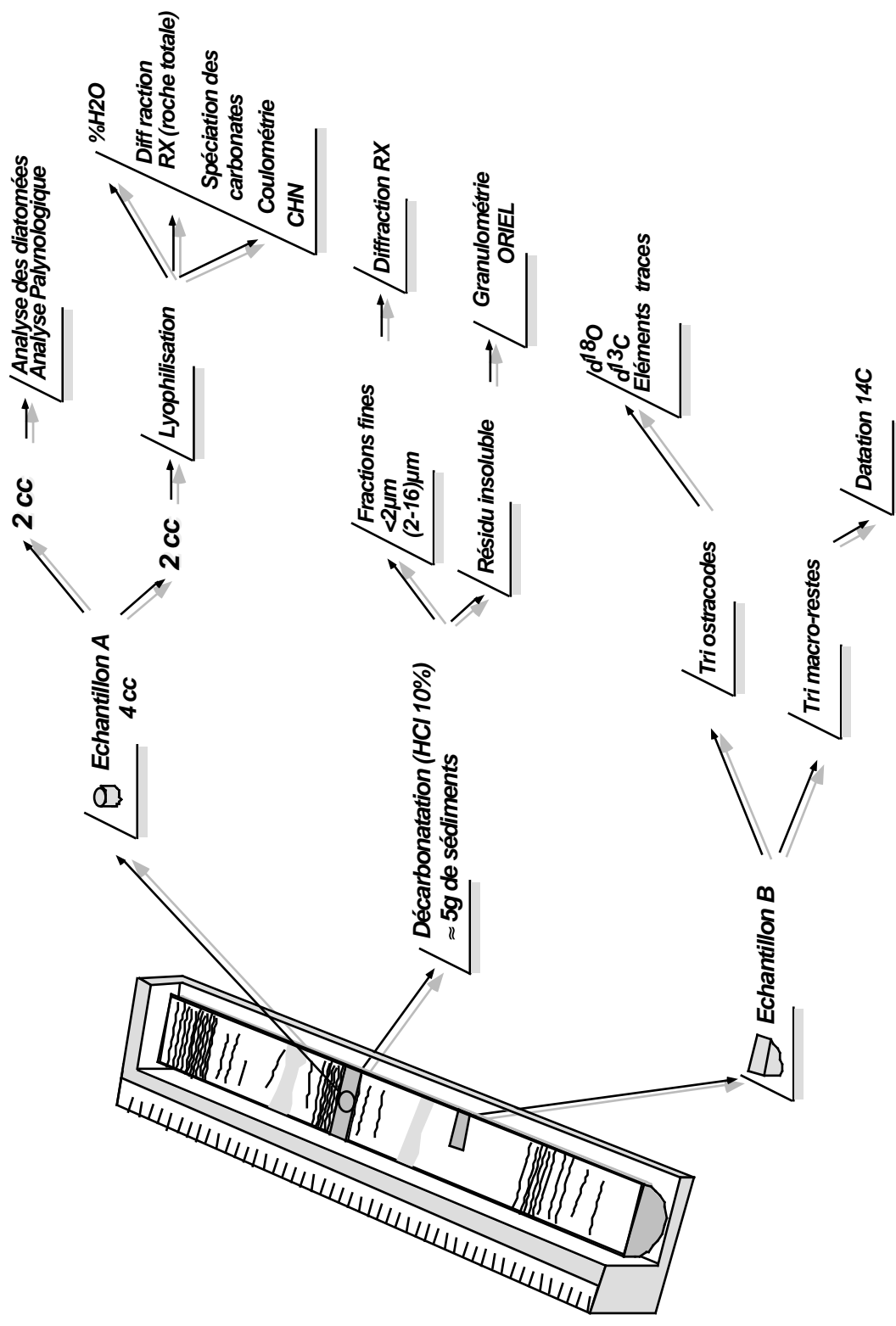


Fig. 3.1: Bathymétrie du lac Isli et sites de carottages

Tab. 3.1: Schéma simplifié de l'échantillonnage et des analyses effectuées



## 1.1. Carottage

Les forages effectués ont été réalisés grâce à un carottier de type Küllenberg à piston (Kelts et al., 1986), conçu pour des prélèvements dans des lacs profonds. Le positionnement de ceux-ci a été fait en utilisant un sextant.

Les carottes, conservées dans leur tubes en plastique, ont été coupées en sections d'environ 1m afin d'en faciliter le transport au Laboratoire de Limnologie à Zürich.

## 1.2. Ouverture des carottes et échantillonnage

### 1.2.1. Ouverture des carottes

L'ouverture des carottes a été effectuée au Laboratoire de Limnologie de l'Institut de Géologie de l'ETH-Zürich en présence du Prof. K. Kelts, Dr. G.S. Lister, Dr. F. Niessen, Dr H.F. Lamb, Dr R. Maxted, T. Stoll et E. Zeroual. Avant l'ouverture des carottes, la susceptibilité magnétique a été mesurée.

Dans le but de protéger les sédiments de toute perturbation qui pourrait être causée par l'ouverture des carottes, seul le tube en plastique a été scié. La carotte a été ensuite partagée longitudinalement, en deux parties égales à l'aide de deux plaques de cuivre.

Une partie a été photographiée, décrite et archivée dans une chambre froide à 5 °C. L'autre partie a servi pour les échantillonnages.

### 1.2.2. Echantillonnage

L'échantillonnage a été effectué en utilisant des seringues graduées (5cc) sectionnées à leur sommets. 4cc de sédiments ont été ainsi prélevés à chaque niveau. L'avantage de cette méthode est de prélever un volume fixe de sédiment sans aucune perte d'eau. 2cc ont servi aux analyses palynologiques et aux analyses des diatomées à l'University College of Wales. Les 2cc restant ont servi aux analyses physico-chimiques, minéralogiques et géochimiques. (voir tab. 3.1).

## 2. Description des carottes

Dans un environnement sédimentaire comme celui du lac Isli, où la sédimentation détritique prédomine, nous pouvons assister à différents processus sédimentaires :

- Une sédimentation par précipitation / décantation (= sédimentation autochtone).
- Une sédimentation consécutive à des épandages de matériel fluviatile, torrentiels ou non, provenant des ravines entourant le lac. Cette sédimentation génère des séquences granoclassées à base sableuse se terminant par du matériel limoneux fin. La taille des grains dépendra d'une part, de la taille des grains érodés dans le bassin versant et d'autre



Fig. 3.2: Nuage de poussières venant se rabattre à la surface du lac Isli. (Mission 1992).

Comme en témoigne la photographie ci-dessus, les apports éoliens jouent probablement un rôle important dans la sédimentation du lac Isli.

Cependant, lors de l'analyse des carottes (minéralogie, frottis, géochimie ou microscopie électronique à balayage), nous n'avons pas pu différencier les sédiments liés à ce type de transport de ceux liés aux apports fluviaux.

En effet, aussi bien leur morphologie, leur structure que leur granulométrie peuvent varier selon la nature lithologique et l'éloignement de leur source. Dans l'exemple ci-dessus, les particules proviennent du bassin versant du lac ou de la plaine situé directement à l'est de celui-ci. Leur minéralogie est par conséquent, identique à celle des roches rencontrées dans le bassin versant du lac. Le transport n'étant pas très long, les particules pourraient ne pas présenter d'"ondes de choc" caractéristiques de ce type de transport. Leur granulométrie peut aussi être variable.

part de l'énergie de transport. Nous donnerons à ce type de sédiments le nom de turbidite (*sl*). Selon sa granulométrie, il peut être qualifié de turbidite distale ou proximale.

- Des turbidites (*ss*) générées par des courants de densité le long des talus résultant de la déstabilisation des sédiments sous l'effet de la gravité.

Dans l'impossibilité de distinguer ces deux types de lithologies, elles seront communément appelées "FC" (voir plus loin).

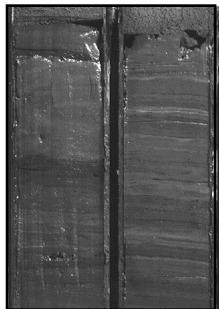
- Une sédimentation par resuspension / décantation.
- Sédimentation éolienne (fig. 3.2).

Ces processus engendrent des faciès différents dont la distinction a été réalisée sur la base de la lithologie, la couleur, les laminations et la déformation des sédiments. Les codes des couleurs utilisés sont conformes à la "**Standard Soil Colour Chart**".

## 2.1. Carottes du lac Isli

Les descriptions détaillées des carottes provenant du lac Isli (IS3, IS5, IS6 et IS7), sont présentées sur les figures 3.3 et 3.4.

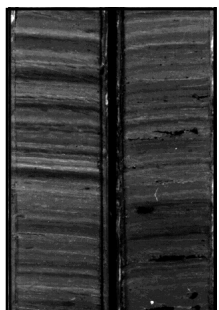
### 2.1.1. Faciès A (F.A)



Ce faciès est formé par une alternance de lamines claires (2.5 YR 4/4) et de lamines sombres limoneuses (2.5 YR 3/3), à épaisseur variable, millimétrique à centimétrique. La couleur prédominante est le rouge-brun. Ces sédiments sont sporadiquement intercalés par des sédiments très fins sans laminations mais parfois granoclassées. Ces derniers sont attribués à des courants de turbidités, ou à des épanchements induits par des apports fluviaux/torrentiels.

On retrouve ce faciès dans les parties sommitales des carottes IS3, IS5, IS6 et IS7.

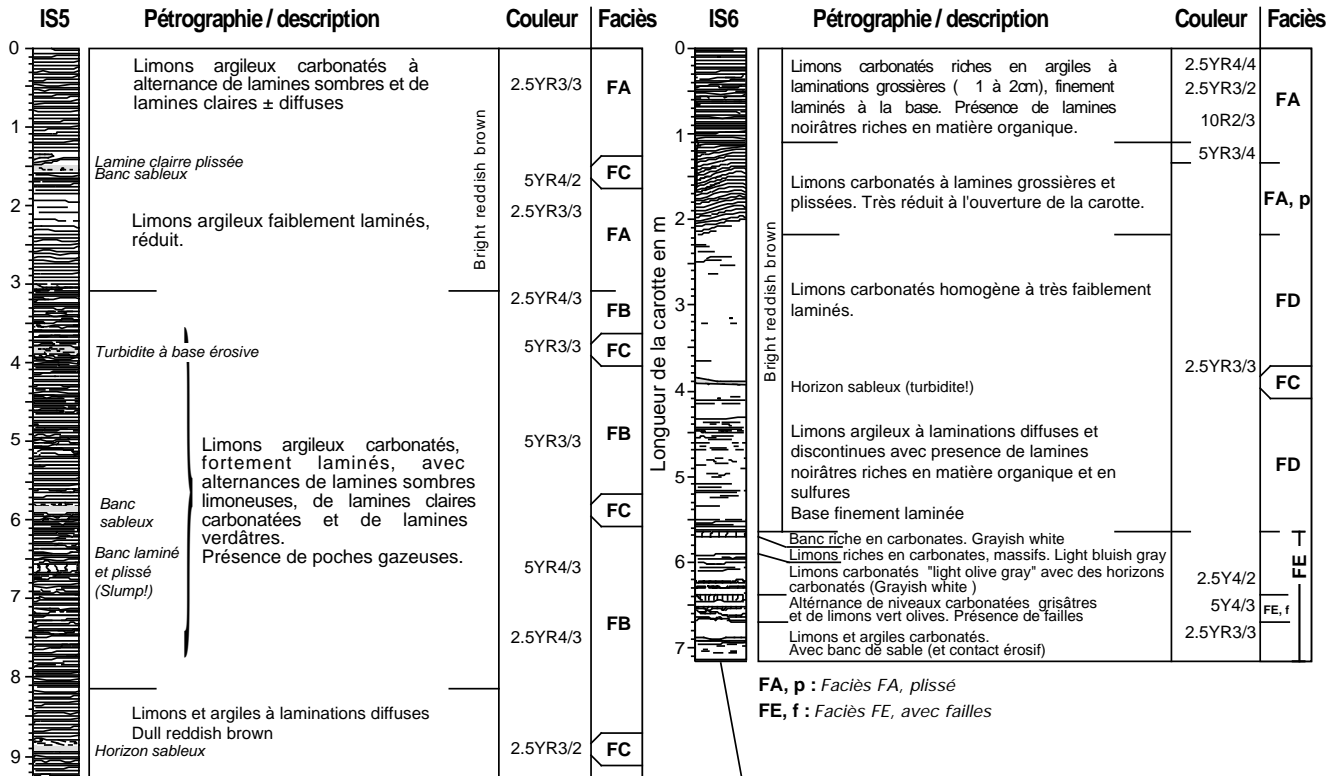
### 2.1.2. Faciès B (F.B)



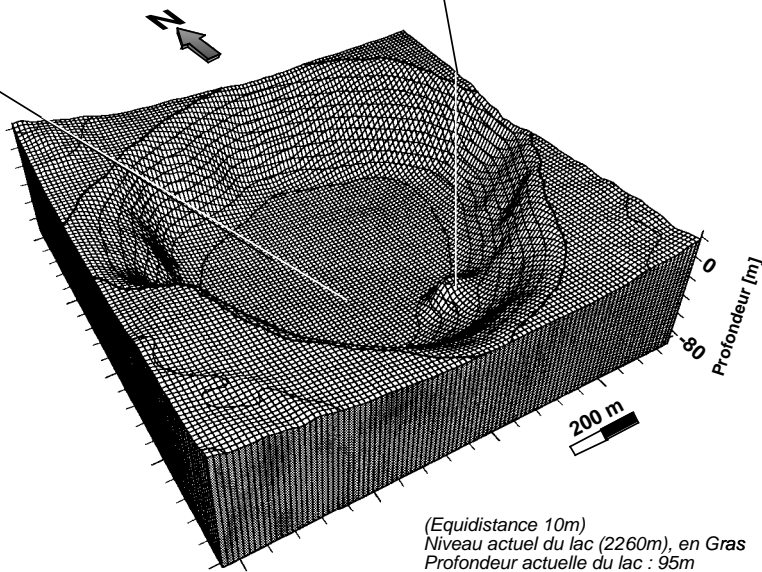
Ce faciès est aussi laminé, seule la couleur change et devient gris vert à gris vert sombre (5 Y 4/2). Les variations des couleurs sont fonction, d'une part de la teneur en carbonates / matière organique (par rapport aux silts et limons allochtones) des sédiments, et d'autre part du degré d'oxydation/réduction de ces sédiments. En effet, après oxydation, le sédiment prend une couleur générale semblable à celle de F.A.

Ce faciès se retrouve dans les carottes IS3, IS5 et IS7.

## Description des carottes IS5 et IS6 prélevées dans le lac Isli

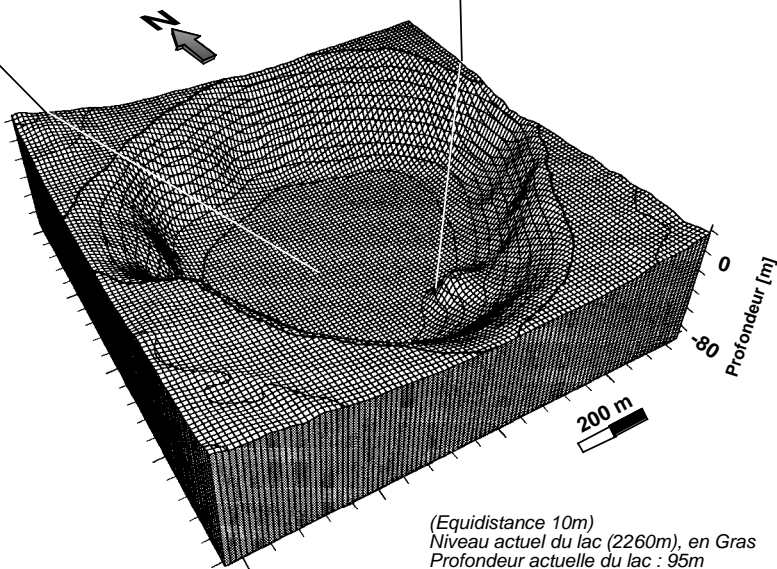
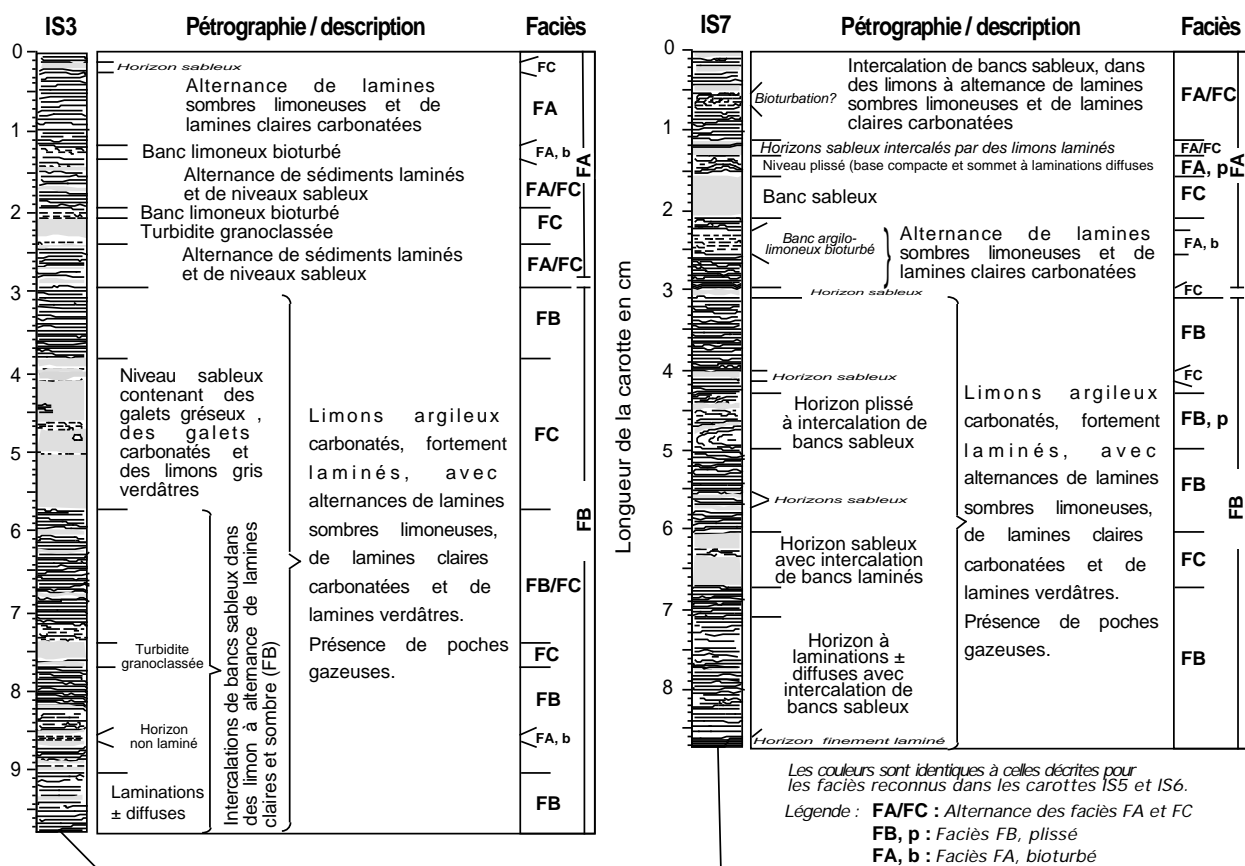


FA, p : Faciès FA, plissé  
FE, f : Faciès FE, avec failles



**Fig. 3.3: Morphologie du lac Isli, sites de carottages et description des carottes IS5 et IS6**

## Description des carottes IS3 et IS7 prélevées dans le lac Isli



**Fig. 3.4:** Morphologie du lac Isli, sites de carottages et description des carottes IS3 et IS7

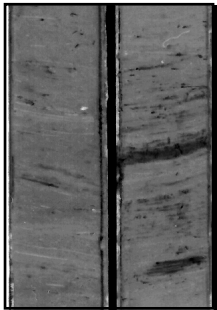
### 2.1.3. Faciès C (F.C)



Composé essentiellement de sables et de silts rouges, ce sédiment peut être granoclassé ou non et peut renfermer des galets de grès et/ou de carbonates jurassiques. L'épaisseur de ce sédiment est très variable, elle peut être centimétrique à métrique. Il se retrouve intercalé dans/entre les autres faciès.

Ce faciès "turbiditiques" correspond à des apports provenant principalement de la formation d'Anemzi (à cause de leur couleur et lithologie caractéristique) et en plus faibles proportions, de la formation d'Agoudime (§ Contexte géologique) formant le bassin versant du lac.

### 2.1.4. Faciès D (F.D)

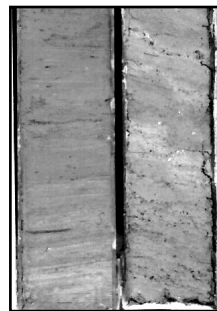


Il se compose de limons argileux, rougeâtres, homogènes et pouvant présenter parfois des laminations. Ce faciès ne se retrouve que dans la partie médiane de la carotte IS6 (unité 2).

Sa principale caractéristique tient à la présence d'horizons noirâtres parfois centimétriques. Les analyses de la susceptibilité magnétique (§ 2.) montrent la présence de greigite ( $Fe_3S_4$ ). Ce minéral serait d'origine bactérienne (Skinner et al, 1964).

L'absence de lamination résulterait de la bioturbation des sédiments.

### 2.1.5. Faciès E (F.E)



Le faciès F.E (gris à gris verdâtre) ne se retrouve que dans la carotte IS6 (unité 3) et dans les craies lacustres affleurant dans le bassin versant. Il est composé de carbonates englobant des incrustations, des concrétions et des oogones de charophytes (2.5 Y 4/2). Ces horizons crayeux (5 Y 4/3) peuvent être intercalés de sédiments pouvant présenter ou non des laminations.

La présence d'encroûtements autour de thalles d'algues bien conservés et d'oogones de charophytes indiquent une sédimentation en milieu photique et donc sous faible tranche d'eau. Il convient de noter la présence de pyrite framboïdale dans ces sédiments.

### 2.1.6. Les laminations

Le terme de "Varves\*" ne peut être utilisé dans le cas des sédiments du lac Isli. En effet, une succession de lamines claires et de lamines sombres peut être obtenue, durant une même année, selon le schéma de la figure 3.5.

---

\* Varves : Feuille de sédimentaire qui s'associe à d'autres pour constituer un dépôt lacustre finement lité, où alternent matériaux argileux et sableux, sombre ou claires. Leur origine s'explique par un contrôle saisonnier du débit des cours d'eau lié à la fonte des glaciers.

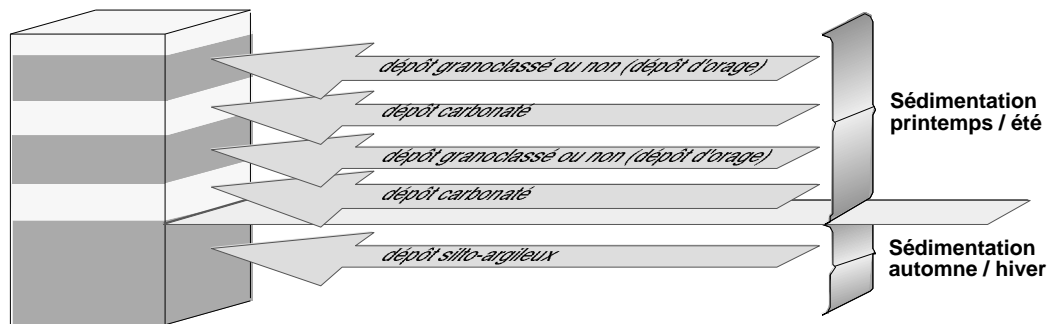


Fig. 3.5: Empilement de lamines claires et de lamines sombres, annuel, mais ne pouvant être qualifié de varves

Des alternance de lamines claires silteuses et de lamines sombres argileuses peuvent être obtenues à partir de courants de turbidité. Plusieurs lamines peuvent ainsi être déposées durant une même année en cas de fréquentes crues (Lambert et Hsü 1979).

Des observations à la loupe ("smear slides" ou frottis) et au microscope électronique à balayage des sédiments laminés ont montré que :

a) les lamines sombres peuvent être constituées soit:

- de matériel limoneux fin et bien trié correspondant à une sédimentation sous faible énergie.
- de sédiments granoclassés (cf. 1.1.6) résultant de turbidites de densité ou d'apports de sédiments d'origine terrestres suites à de forts orages. (Ces deux derniers cas ne peuvent être séparés).

b) Les lamines claires, quant à elles, présentent un enrichissement en carbonates (dans le cas de la figure 3.6, un enrichissement en aragonite). Ces carbonates, lorsqu'ils sont observés sous une loupe binoculaire présentent une forme floconneuse typique des carbonates d'origine biogéniques. Observés par microscopie électronique, les cristaux ont des formes prismatiques à aciculaires.

### 2.1.7. Les déformations

Plusieurs figures de déformation ont été observées dans les sédiments des carottes. Il s'agit de :

- Figures de plissement, dues au glissement des sédiments le long des talus (carotte IS6 et 7). On notera, cependant, l'existence de figures similaires dans la carotte IS5, alors que celle-ci a été prélevée au centre du bassin du lac, loin de des talus.
- Failles (carotte IS6), fossilisées par les sédiments plus récents. L'apparition de ces failles, probablement dues à des phénomènes de déstabilisation des sédiments, a été ultérieure à une compaction (peut être après émergence) des dépôts qui en sont affectés

### 2.1.8. Remarques

Nous avons focalisé nos études sur les carottes IS5 et IS6, car elles présentent des sédiments peu perturbés par les apports détritiques provenant du bassin versant. En outre, la carotte IS6, renferme des faciès absents dans tous les autres sondages effectués dans le lac Isli.

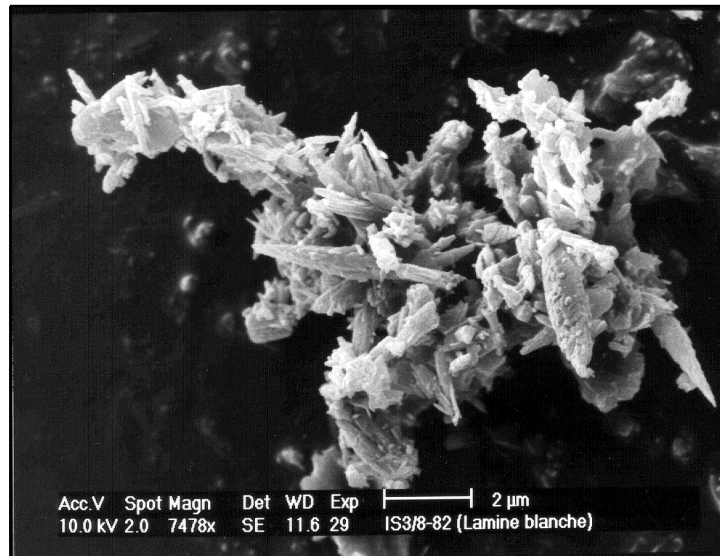


Fig. 3.6: Agrégat de cristaux d'aragonite

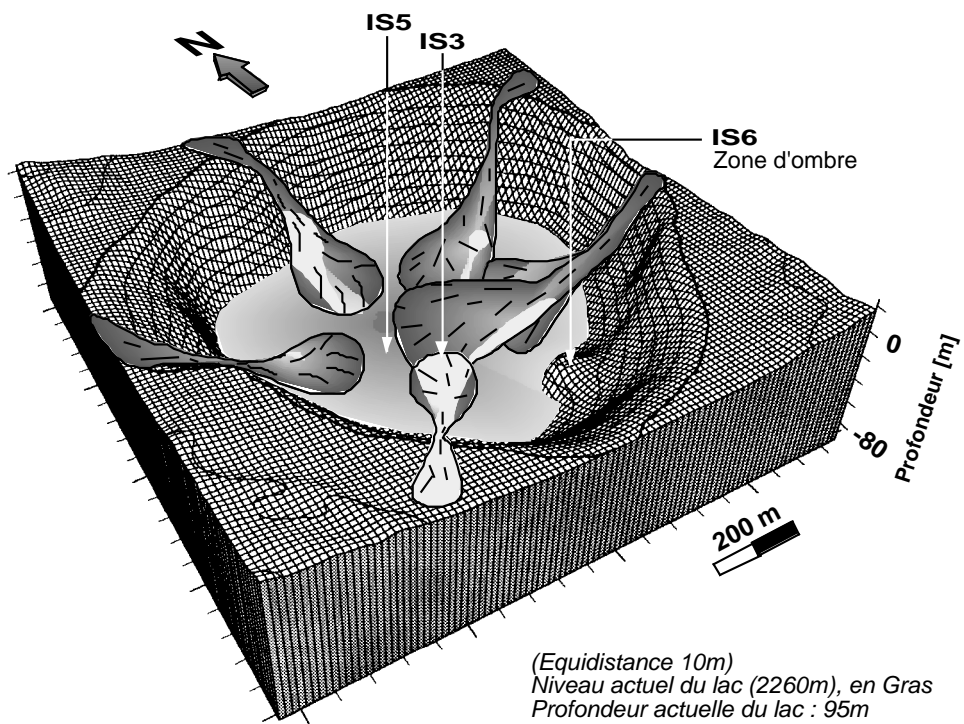


Fig. 3.7: Schéma interprétatif des corps sédimentaires

Bien que la distance séparant les carottes IS3 et IS5 n'excède pas 200m, celles-ci sont difficilement corrélables. En effet, la carotte IS3 contient plusieurs horizons sableux turbiditiques absents dans la carotte IS5. Ce fait souligne la complexité de la sédimentation dans le lac Isli, liée d'une part à la faible surface de la plaine lacustre, et d'autre part, à l'importance des ravines alimentant le lac et qui se prolongent dans le bassin. Cette situation expliquerait les rapides variations latérales de faciès que peuvent également engendrer les turbidites (voir fig. 3.7).

## **2.2. Carottes prélevées dans les sédiments émergés**

Lors de la mission réalisée en octobre 1992, un échantillonnage des craies affleurant autour du lac Isli a été effectué. 8 carottes (d'une longueur maximale de 1.77 m) ont été prélevées manuellement. Seuls les plus importants sondages, sont décrits ci-dessous. (fig. 3.8, cf. § 2 pour situation).

L'échantillonnage a été effectué avec l'intention de prélever des craies provenant de sites qui seraient le moins perturbés par l'érosion.

### **2.2.1. Carotte TB**

La plus longue, elle mesure 177cm. Elle se compose à la base de limons et argiles renfermant des galets de grès rouge. La partie médiane est crayeuse, de couleur claire et laminée. La partie sommitale est composée d'un niveau bariolé contenant des limons rouges surmontés d'un niveau de sol comprenant un mélange de craies, de silts et de sables.

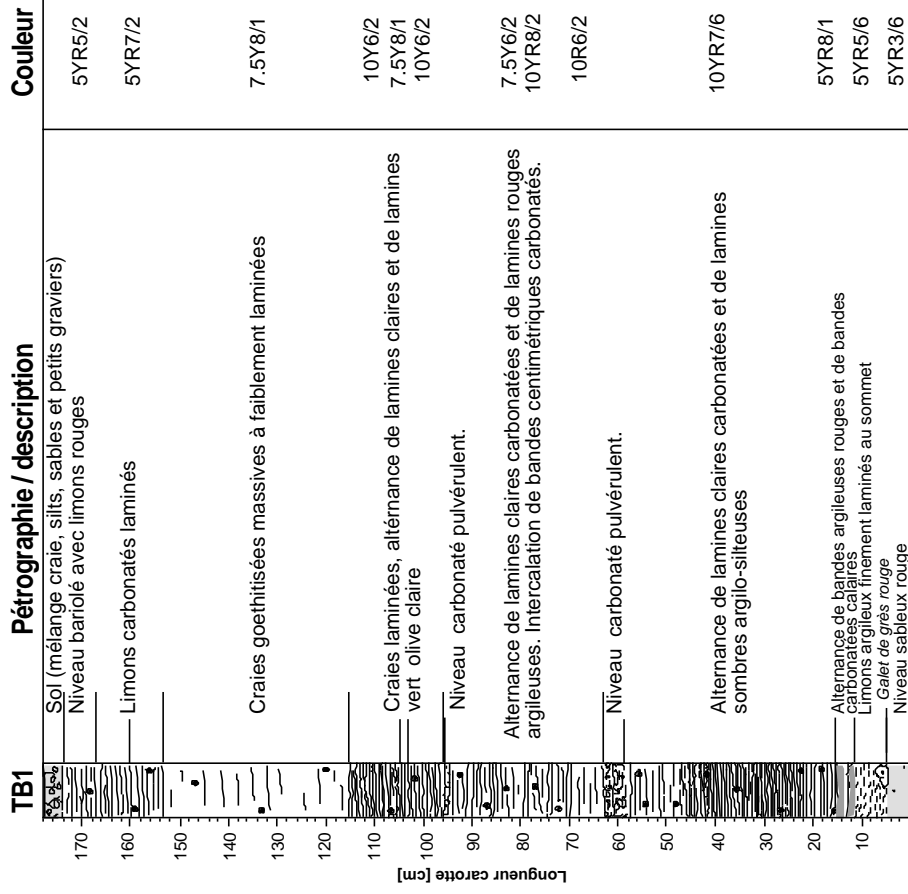
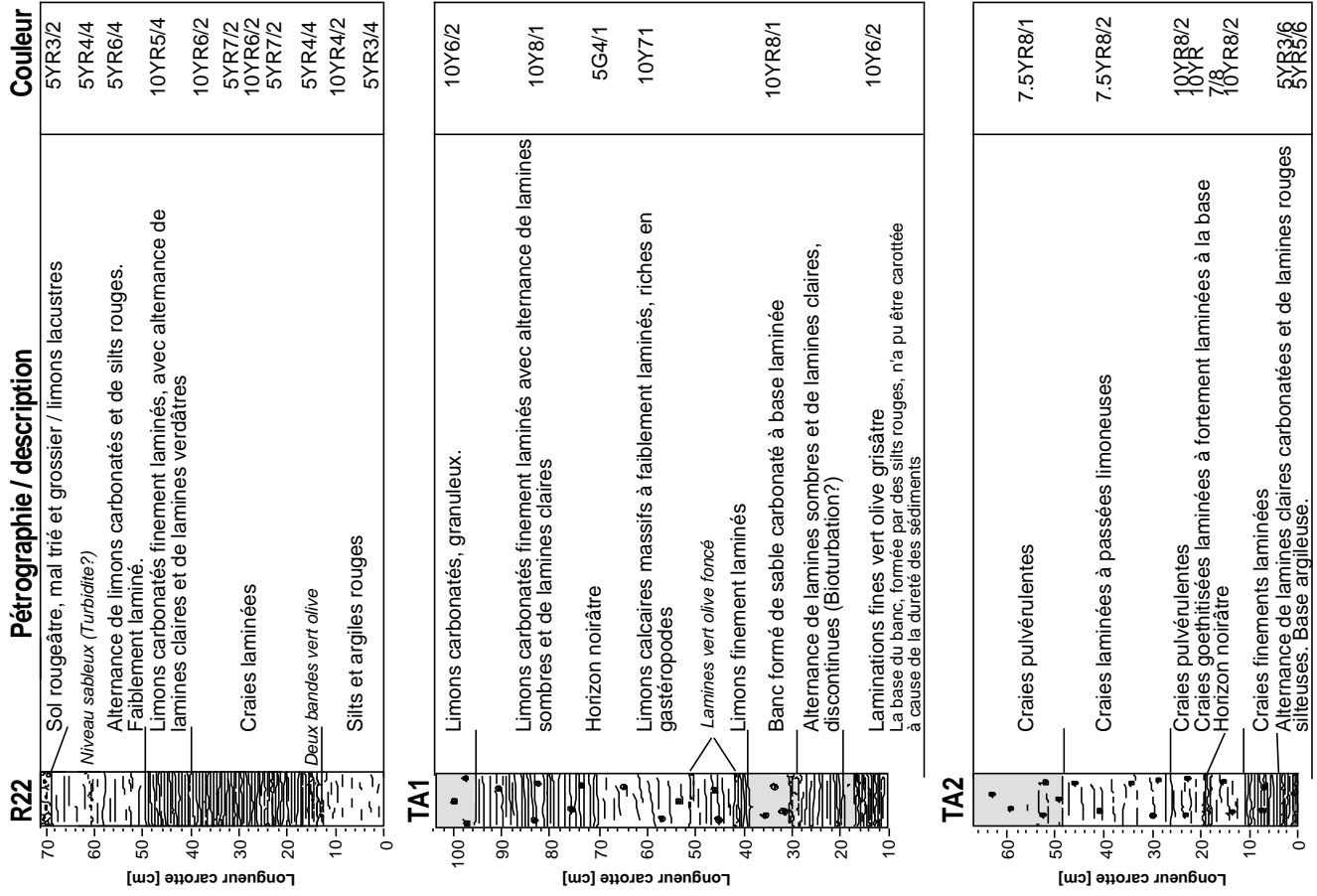
### **2.2.2. Carotte TA1**

Comme pour la carotte TB, la base de cette carotte est constituée de limons et d'argiles comprenant des galets de grès rouge (appartenant à la roche encaissante). Cette partie est surmontée par des sédiments finement laminés d'une couleur vert grisâtre. La partie médiane et sommitale sont composées de craies à gastéropodes. Ce profil est surmonté par des limons carbonatés devenus granuleux sous l'effet de l'altération (sol).

### **2.2.3. Carotte TA2**

Les sédiments de cette carotte sont altérés. Ils proviennent d'un banc crayeux qui s'inscrit en continuité avec celui où la carotte TA1 a été prélevée. Ces sédiments sont composés de craies et de limons semblables à ceux de la carotte TA1. La base de cette carotte est formée d'une alternance de lamines claires carbonatées et de lamines rouges silteuses.

**Fig. 3.8: Description des carottes prélevées dans les craies émergées**



#### 2.2.4. Carotte TC

Le relevé de cette terrasse a été effectué en deux sites distants d'environ deux mètres. La partie sommitale (carotte TC1) est composée d'une alternance de craies limoneuses laminées à finement laminées et d'horizons sableux rougeâtres.

La partie basale (relevé TC2), repose sur des limons rouges. Sa partie médiane est composée d'une alternance de craies, de limons crayeux et de limons rouges. Le sommet est occupé par un niveau de sol.

#### 2.2.5. Carotte R22

Les craies et limons carbonatés de cette carotte, finement laminés, reposent sur des silts et argiles rouges, qui reposent eux même, sur des brèches à éléments gréseux. Le sommet de cette carotte, faiblement laminé, est constitué d'une alternance de limons carbonatés et de silts rouges.

### 3. Granulométrie

L'analyse des particules inférieures à 150  $\mu\text{m}$  a été faite avec un "Laser Particles Sizer" ou "Laser Granulomètre" ORIEL de LOT GmbH. Un laser à He-Ne avec un faisceau rotatif est pointé sur la cuvette. Le passage d'une particule devant ce faisceau crée une ombre sur le détecteur permettant ainsi de déterminer sa grandeur. La précision de la mesure est de 0.1 $\mu\text{m}$ . Une description détaillée de cette technique est présentée par Jantschik (1993).

Le protocole de mesure est le suivant:

**Pour les lamines et les turbidites**, l'échantillonnage a été effectué sous une loupe afin d'assurer une meilleure précision et d'éviter toute contamination. Le prélèvement a été réalisé à l'aide d'une spatule à pointe fine. Le sédiment prélevé a été dilué avec de l'eau désionisées (filtrée à 0.45  $\mu\text{m}$ ) dans une cuvette de mesure et a été placé sous ultrasons pendant 5 à 10 secondes. Lors de la mesure, la mise en suspension des particules dans la cuvette est assurée grâce à un agitateur magnétique.

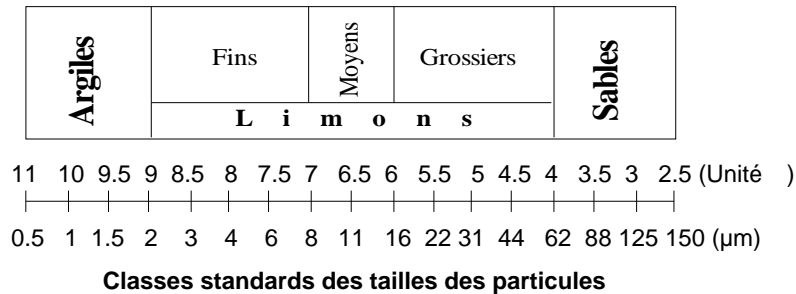
**Pour les échantillons de la roche totale**, nous avons utilisé les sédiments ayant servi aux analyses minéralogiques de la roche totale et des fractions argileuses. Une petite quantité a été prélevée et diluée dans 20  $\text{cm}^3$  d'eau désionisées (filtrée à 0.45  $\mu\text{m}$ ). La suspension ainsi obtenue pouvait être diluée selon les besoins de la manipulation.

**Pour les échantillons du résidu insoluble**, nous avons utilisé le résidu insoluble après décarbonatation. Ce résidu a servi également à la séparation des fractions argileuses.

Seule la carotte IS6 a fait l'objet d'une analyse granulométrique détaillée. Cette analyse a été effectuée d'une part sur la roche totale et d'autre part sur le résidu insoluble, après attaque à l'acide

chlorhydrique HCl (10%). Les résultats de ces analyses exprimés en % d'argiles, de silts (fins, moyens et grossiers) et de sables sont représentés sur la figure 3.9.

Sont représentés sur la même figure, les variations des moyennes de tailles de particules en fonction de la profondeur, et les distributions de fréquences moyennes par unités.



### 3.2.1. Roche totale

La granulométrie de la roche totale, exprimée en %, montre une distribution monotone sur toute la longueur de la carotte. La fraction dominante est celle des limons avec environ 80 à 90%. Cependant, il faut noter que, dans l'unité 3, la fraction argileuse est plus faible.

Bien qu'elle ne varie que très peu (Moyenne = 17.53µm ± 4.93µm), la taille moyenne des grains montre quatre tendances générales. Ainsi, du sommet de la carotte à la base de l'unité 1a, une diminution de cette moyenne suivie d'une légère augmentation au travers des unités 1b et 2. Entre 450 et 500 cm on assiste à une baisse brutale de la moyenne. La tendance change dans l'unité 3 où l'on constate une augmentation de la taille moyenne des grains.

		Argiles						1.00			
<b>Limons</b>	Très fins	<b>0.87</b>	1.00								
	Fins	<b>0.81</b>	<b>0.90</b>	1.00							
	Moyens	-0.29	-0.29	-0.22	1.00						
	Grossiers	<b>-0.69</b>	<b>-0.69</b>	<b>-0.69</b>	0.31	1.00					
	Très grossiers	<b>-0.75</b>	<b>-0.77</b>	<b>-0.80</b>	-0.10	0.39	1.00				
		Sables	-0.33	-0.43	-0.40	-0.19	-0.02	0.23	1		
		Argiles	Très fins	Fins	Moyens	Grossiers	Très grossiers	Sables			
		<b>L i m o n s</b>									

Tab. 3.2: Corrélations entre les différentes fractions granulométriques

On remarquera que les variations de la moyenne ne suivent pas exactement les limites lithologiques, mais peuvent en être décalées.

Le fait que la moyenne de la taille des grains varie, alors que les pourcentages des fractions argileuses, limoneuses et sableuses restent plus ou moins stables, peut s'expliquer par les histogrammes de distribution des fréquences établis par unités. En effet, d'après ces histogrammes, on remarque que les variations de la moyenne sont induites par les variations de tailles au sein de la fraction limoneuse. Les corrélations positives (voir Tab. 3.2, caractères en gras) entre les argiles,

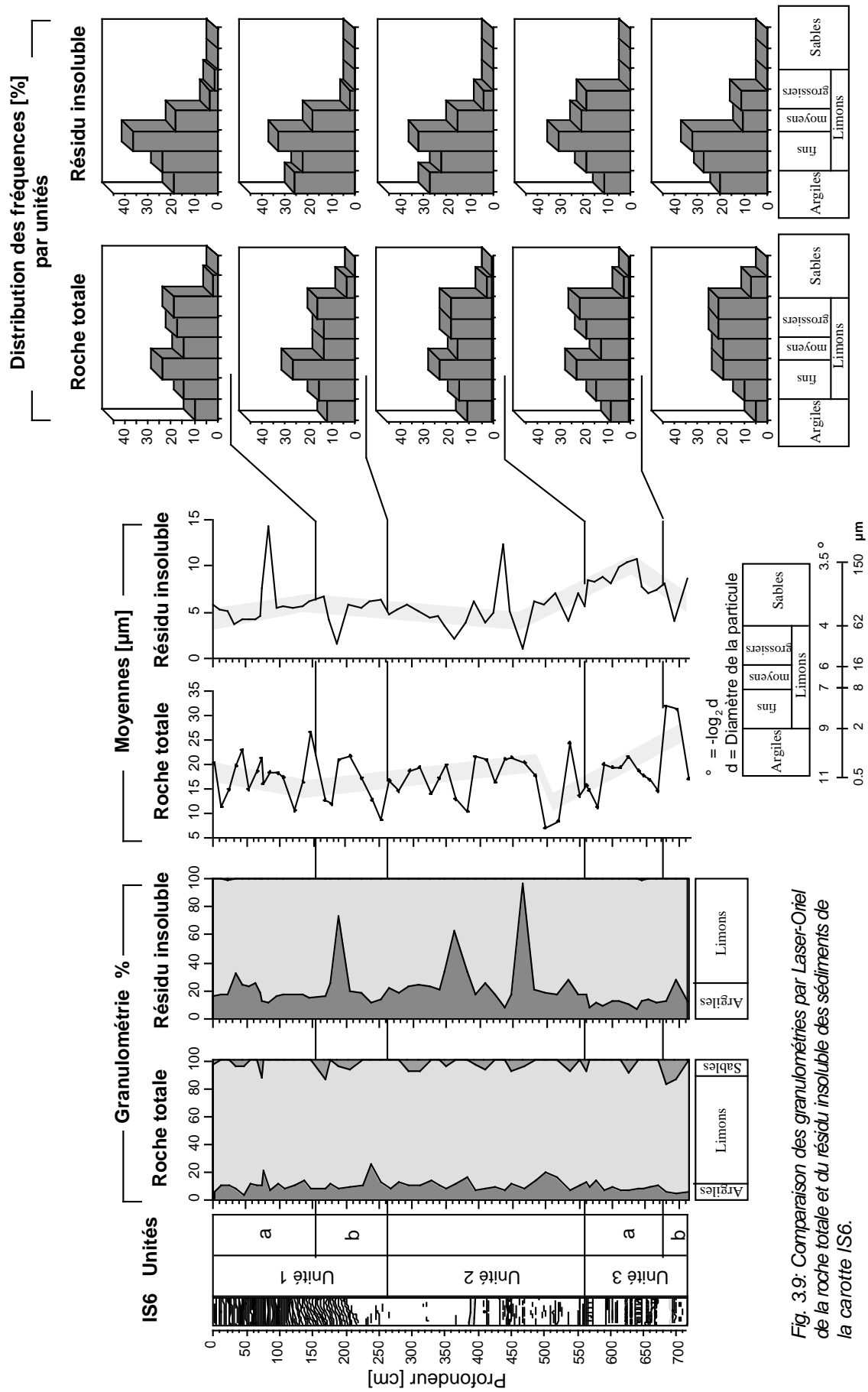


Fig. 3.9: Comparaison des granulométries par Laser-Oriel de la roche totale et du résidu insoluble des sédiments de la carotte IS6.

les limons très fins et fins et les corrélations négatives entre les limons très grossiers, grossiers et les argiles et les limons fins confirment cette hypothèse.

### 3.2.2. Résidu insoluble

Après décarbonatation, la fraction sableuse disparaît et la teneur en argiles augmente par rapport à celle observée en roche totale. L'unité 3 affiche toujours des teneurs plus faibles en argiles que les autres unités.

Les variations de la moyenne en fonction de la profondeur, montrent des valeurs plus ou moins similaires (moyenne = 5.4  $\mu\text{m}$ ) jusqu'à une profondeur de 4.5 m. Cette valeur augmente pour atteindre une moyenne de 10.7  $\mu\text{m}$  à une profondeur de 6.3 m puis rediminue dans la partie basale de la carotte pour atteindre une moyenne de 8  $\mu\text{m}$ .

La comparaison des résultats des analyses granulométriques sur roche totale et ceux des analyses granulométriques sur le résidu insoluble montre après décarbonatation:

- La taille moyenne générale (pour toute la carotte) des grains diminue de  $17.53 \pm 4.93 \mu\text{m}$  à  $6.07 \pm 2.43 \mu\text{m}$ .
- La teneur en argiles et en limons fins augmente aux dépens des limons grossiers et des sables. Ces derniers disparaissent, d'où un meilleur tri.

**De cette comparaison nous pourrions déduire qu'après décarbonatation on obtient:**

- Une augmentation de la phase argilo-limoneuse. L'unité 2 et la sous-unité 1b, en sont les plus riches.
- La taille moyenne de la fraction carbonatée correspond à la classe des limons grossiers et des sables très fins à fins.

L'enrichissement en fractions argilo-limoneuses, après attaque acide, résulterait probablement de la libération des particules détritiques silicatées, piégées dans la fraction carbonatée sous forme de nuclei ou englobé dans des concrétions et des encroûtements (voir plus loin).

### 3.2.3. Analyse granulométrique des turbidites et des lamines claires et sombres

#### 3.2.3.1. Granulométrie des lamines claires et sombres

La figure 3.10 montre les variations de la granulométrie entre lamines claires carbonatées et lamines sombres limoneuses qui leurs sont juxtaposées. Cette succession de lamines *pourrait* constituer une série varvée (ss). Les lamines carbonatées sont plus grossières que les lamines sombres. L'augmentation de la taille dans les lamines claires est due à la présence de la phase carbonatée authigénique (fig. 3.6). En effet, les cristaux de carbonates (dans ce cas de l'aragonite)

peuvent se présenter sous formes d'agrégats atteignant parfois 10 à 20 µm. Les lamines sombres sont essentiellement constituées de limons et d'argiles.

### 3.2.3.1. Exemple de granoclassement dans une turbidite

Dans les carottes du lac Isli, on observe parfois des sédiments granoclassés positivement et à base érosive. Ces sédiments correspondent à des turbidites. L'épaisseur de ces sédiments est très variable, elle peut être millimétrique, centimétrique voire même décimétrique. La figure 3.11, montre un exemple de granulométrie de ces sédiments.

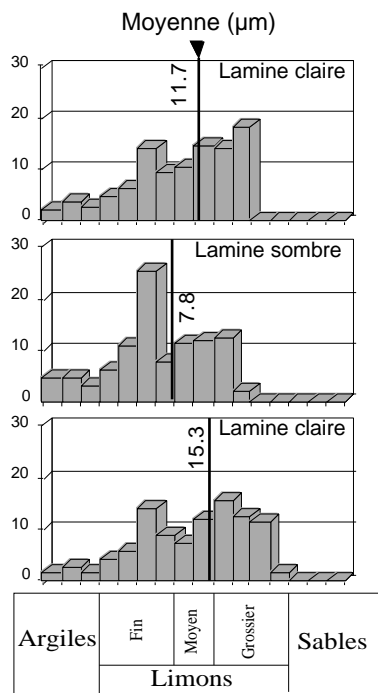


Fig. 3.10: Variations de la granulométrie entre lamines claires carbonatées et lamines sombres limoneuses (Distribution des fréquences en %)

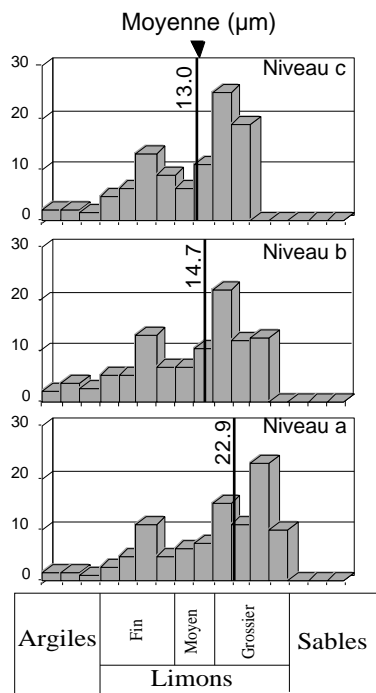


Fig. 3.11: Exemple montrant la granulométrie d'une succession turbiditique. (Distribution des fréquences en %)

### 3.2.4. Interprétations et conclusions

L'interprétation des variations de la granulométrie d'un sédiment, en termes sédimentologiques, devrait tenir compte de plusieurs facteurs:

1. l'hydrodynamisme responsable de l'"arrachement" des particules et de leur transport.
2. la nature des minéraux et leur origine: Dans notre cas, tous les minéraux silicatés sont hérités. En effet, les analyses chimiques ont montré que les eaux du lac Isli sont sous-saturées par rapport aux minéraux silicatés. En revanche, les minéraux carbonatés peuvent être allochtones ou authigènes.
3. les processus liés aux facteurs climatiques, par exemple la nature et la force des précipitations et, par conséquent, l'énergie de l'écoulement.

4. les processus hydrologiques : variations du niveau du lac et piézométrie de la nappe phréatique.

En effet, une diminution du niveau de la nappe phréatique, et par conséquent celui du lac, induirait un sur-creusement des ravines entourant le lac et une augmentation de l'érosion des sols du bassin versant. Le matériel détritique arraché serait, donc, plus grossier. En revanche, l'augmentation du niveau des eaux diminuerait le creusement et par conséquent la taille moyenne des apports terrigènes et favoriserait l'authigénie.

L'unité 3 comporte les éléments les plus grossiers de la carotte IS6. La nature lithologique de ses sédiments, composés principalement de concrétions et d'encroûtements carbonatés, en est la principale cause sans pour autant en être l'unique. En effet, après décarbonatation, cette unité reste, la plus riche en éléments grossiers. La fraction détritique est donc grossière. La nature des carbonates contenus dans cette partie de la carotte, témoigne d'un milieu sous faible tranche d'eau, située non loin des berges du lac, et par conséquent sous assez forte énergie d'où l'apport détritique grossier.

L'unité 2 présente, avant et après décarbonatation, le plus grand taux d'argiles et de limons fins. La taille moyenne des particules détritiques est, par conséquent, plus petite pendant cet intervalle de temps. Comme la taille des particules érodées et transportées dépend de l'énergie du transport (ici par les oueds et le ruissellement), l'analyse granulométrique des sédiments de cette unité indiquerait que l'énergie à laquelle ils étaient soumis était faible. Les pluies étaient donc continues mais non torrentielles et le milieu de sédimentation plus profond que celui de l'unité sous-jacente.

L'unité 1 montre des évolutions contraires pour la roche totale et pour le résidu insoluble. La différence serait imputée à la phase carbonatée, dont l'influence serait de plus en plus grande.

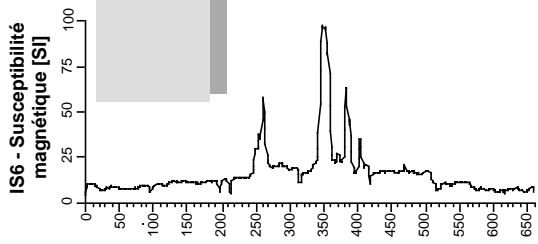
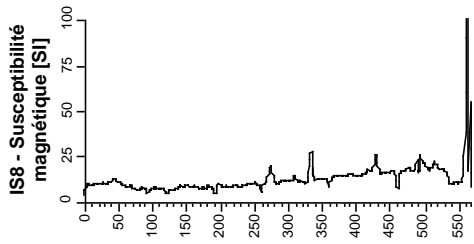
### **3.3. Paramètres physiques**

#### **3.3.1. Susceptibilité magnétique**

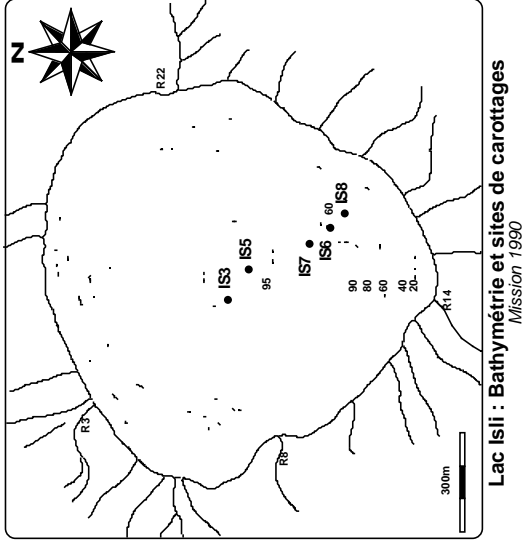
Les analyses de la susceptibilité magnétique ont été effectuées avant l'ouverture des carottes. Elles ont permis d'effectuer les premières corrélations entre les carottes échantillonnées dans le lac Isli, et de déterminer celles qui sont le moins perturbées par les turbidites. En effet, les turbidites s'accompagnent d'une augmentation de la susceptibilité (exemple : carotte IS3 entre 4 et 6m).

Remarques : • Lors de l'interprétation des données de la susceptibilité, il faut tenir compte de l'effet de bord qui tend à diminuer la susceptibilité des sédiments.

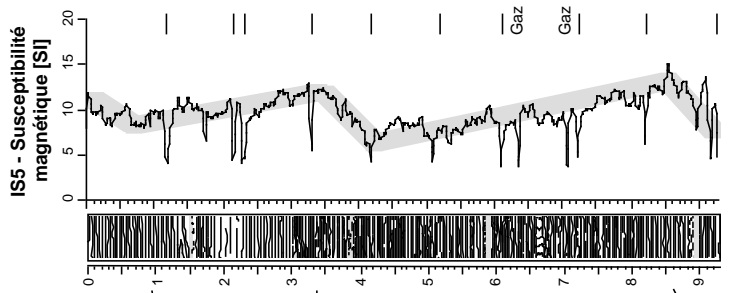
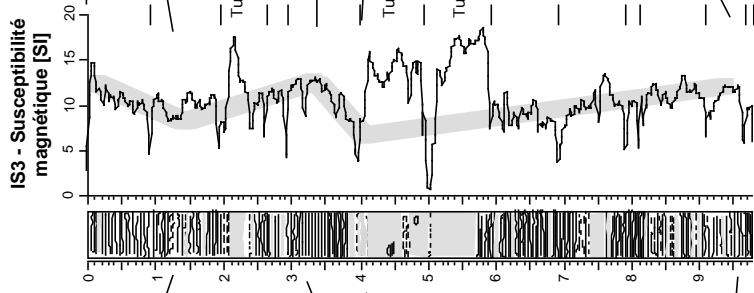
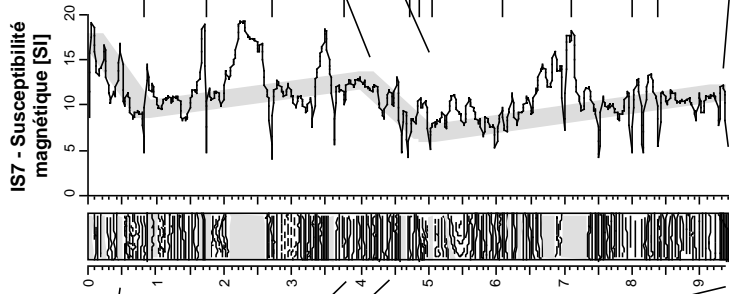
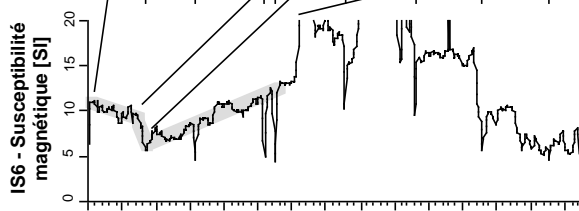
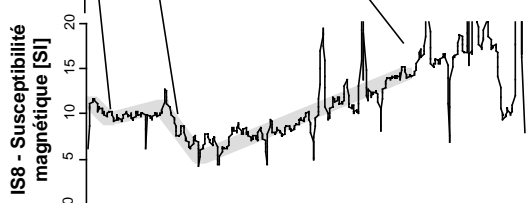
- Pour la carotte IS7, l'analyse de la susceptibilité a été effectuée sur la carotte longue et sur la carotte courte. La carotte courte a été simplement juxtaposée à la carotte longue sans effectuer les corrélations basées sur des critères lithologiques.



**Fig. 3.12: Susceptibilité magnétique, tentative de corrélation**



Non ouverte



Les mesures de la susceptibilité en fonction de la profondeur, ainsi qu'une tentative de corrélations des différentes carottes prélevées dans le lac Isli sont présentées sur la figure 3.12.

L'augmentation de la susceptibilité magnétique dans la carotte IS6, entre 3m et 5.5m a été expliquée par la présence de greigite (Maxted, communication orale). Ce minéral ferrifère est très instable dans un milieu oxydant.

### 3.3.2. Teneurs en eau

2cc de sédiments humides ont été pesés, puis lyophilisés. Une fois sec, le sédiment a été pesé une seconde fois. La différence de poids correspond à l'eau perdue par lyophilisation.

Les paramètres, teneur en eau, porosité et densité ont pu être déterminés par les formules, ci-dessous (Kübler, 1984)

La teneur en "eau humide" :  $t_{eh} = (P_h - P_s) / P_h \quad 0 < t_{eh} < 1$   
 $P_h$  : poids humide  
 $P_s$  : poids sec

La teneur en "eau sèche" :  $t_{es} = (P_h - P_s) / P_s \quad 0 < t_{es} < 1$

La porosité :  $= V_f / V_t \quad 0 < < 1$   
 $V_f$  : volume des fluides  
 $V_t$  : volume total

La densité apparente  $= \rho_f + (1 - \rho_f) \rho_s \text{ [g.cm}^{-3}\text{]}$   
 $\rho_f$  : poids spécifique du fluide  
 $\rho_s$  : poids spécifique matrice solide

Les variations des teneurs en eau humide et sèche, la porosité et la densité mesurées pour les carottes IS3, IS5 et IS6 sont représentées sur les figures 3.13.

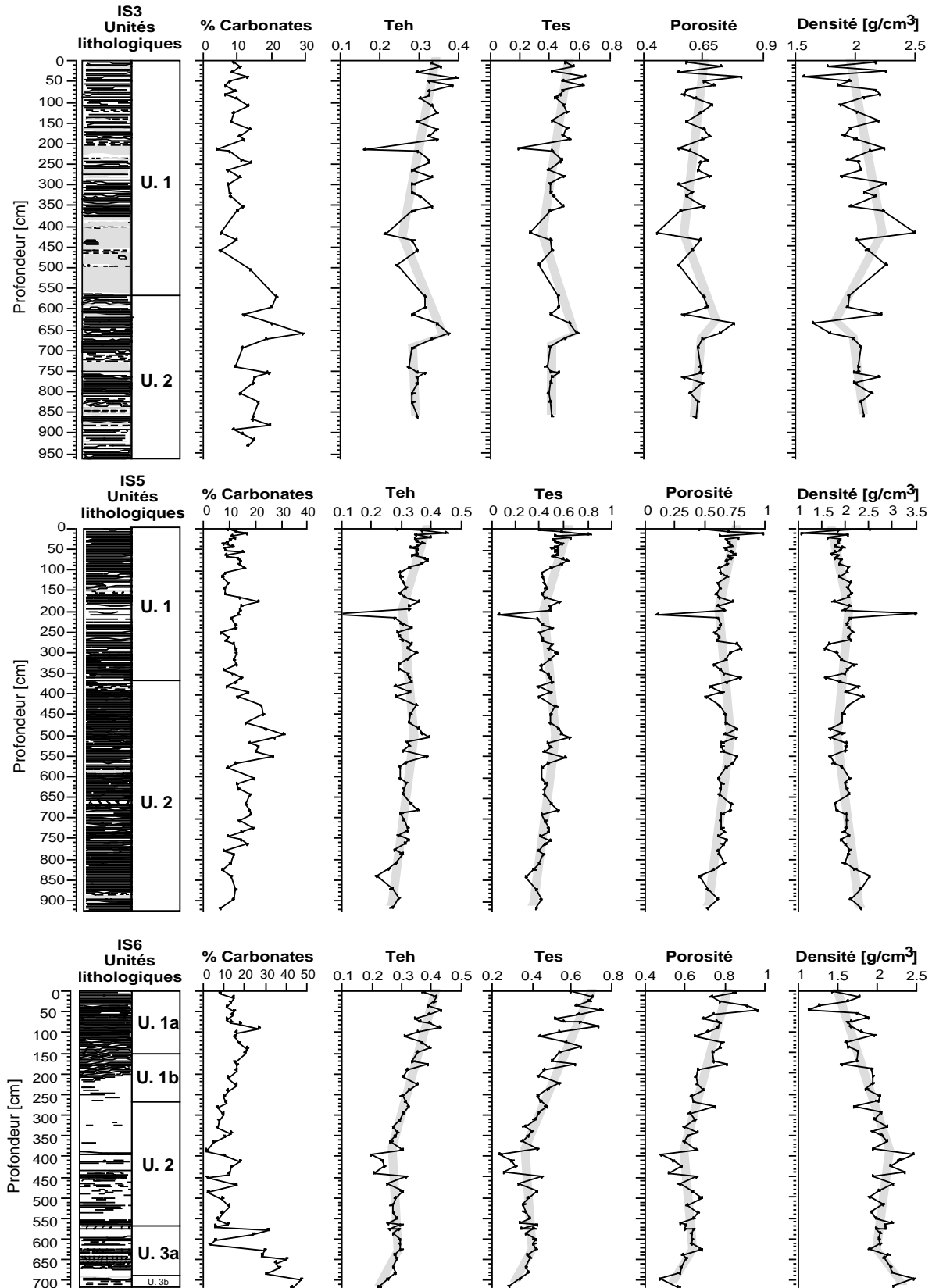
Sur le Tableau 3.3, sont reportées les moyennes et écart types, par carottes, de ces paramètres.

Carotte		$T_{eh}$	$T_{es}$	Porosité	Densité
IS3	Moyenne	0.30	0.40	0.62	2.03
	Ecart type	0.04	0.10	0.06	0.17
IS5	Moyenne	0.32	0.47	0.64	1.97
	Ecart type	0.05	0.09	0.10	0.27
IS6	Moyenne	0.31	0.45	0.66	1.92
	Ecart type	0.06	0.12	0.10	0.26
TIS2	Moyenne	0.47	0.90	N/D	N/D
	Ecart type	0.06	0.20	N/D	N/D

Tab. 3.3: Moyennes et écart-types des teneurs en eau humide ( $E_h$ ), sèche ( $T_{es}$ ), porosité et densité. (g/cm<sup>3</sup>)

En présence de sédiments montrant des porosités et des densités tout aussi bien différentes, une approche par un modèle statistique (Tab. 3.3) ne serait qu'à titre indicateur permettant de faire des comparaisons entre carottes. En effet, les moyennes mesurées pour les différentes carottes prises dans le lac Isli ne montrent que de faibles différences qui restent non significatives, alors que l'évolution de ces mêmes paramètres en fonction de la profondeur varient. Le lissage des points

**Fig. 3.13: Teneur en carbonates, en eau humide et sèche, porosité et densité des sédiments des carottes IS3, IS5 et IS6**



expérimentaux permet de mettre en évidence les tendances générales. Conformément aux lois de la compaction (liées à l'expulsion des fluides sous la charge lithostatique), les teneurs en eau et la porosité diminuent vers le bas des carottes, alors que la densité suit une évolution inverse.

Les carottes IS3 et IS5 ne présentent que de très faibles variations des teneurs en eau. On notera, toutefois, pour ces deux carottes, l'existence d'une corrélation positive entre la teneur en eau et la teneur en carbonates. En effet, une augmentation des teneurs en carbonates engendre une augmentation des teneurs en eau, et par conséquent une déviation de la tendance général.

La carotte IS6, en revanche, présente des courbes d'évolution plus marquées. L'évolution de la teneur en eau, en fonction de la profondeur, peut être traduite par deux droites de régression. La première, de 0 à 450cm, présente un gradient de 4.5% par mètre. La deuxième, présente un plus faible gradient d'environ 1% par mètre. La partie sommitale présente un exemple de compaction normale des sédiments sous la charge lithostatique. La partie sous-jacente montre une sous-compaction. Celle-ci est probablement due à la nature argileuse de ces sédiments, qui étant imperméables, piègent l'eau interstitielle des sédiments sous-jacents. Ceci reflète un environnement sédimentaire différent des autres carottes, qui se caractérise par la situation de cette carotte prélevée sur un haut fond, à faible taux de sédimentation.

Les grandes oscillations inter-échantillons mettent en évidence l'importance des variations lithologiques au sein d'un même faciès et entre les différents faciès reconnus.

### 3.4. Teneurs en carbonates

Le carbone minéral est dosé par coulométrie. 200 mg de sédiments sec sont attaqués à chaud avec de l'acide chlorhydrique (2N), le taux de carbone est alors mesuré par titration du CO<sub>2</sub> dégagé. Le temps de titration est fixé à 8 min. Le résultat est donné en masse de carbone.

La transformation des données en pourcentages de calcite normative se fait d'après la formule suivante:

$$\%C = \frac{[a - (d.t)]x100}{E}$$

*a : mesure*  
*E : poids échantillon*  
*d : dérive*  
*t : temps de titration (ici 8 min)*

L'avantage de cette méthode en comparaison des méthodes de Scheibler ou de la Bombe Müller est que celle-ci dose aussi bien le carbone incorporé dans la calcite que dans la dolomite; elle n'est pas affectée par les variations de température et de pression atmosphériques.

#### 3.4.1. Teneurs en carbonates et faciès

Chaque faciès présente une teneur spécifique en carbonates:

Le faciès FE est le plus carbonaté avec des teneurs moyennes supérieures à 20%.

Le faciès FD contient le plus de détritisme (<10% de carbonates).

Bien que la différence des teneurs carbonates soit faible, le faciès FB est plus carbonaté que le faciès FA.

Les variations des teneurs en carbonates des carottes provenant du lac Isli sont reportées sur la fig. 3.13. Cette figure montre, des variations de teneurs en carbonates au sein d'un même faciès (tab. ci-dessous). La carotte IS6 illustre parfaitement ces variations. En effet, depuis la base de la carotte et jusqu'à la base de l'unité 2, on assiste à une diminution progressive des teneurs en carbonates. L'unité 2 présente des teneurs plus ou moins stable (environ de 10%). Le passage à l'unité 1b se marque par une augmentation graduelle de ces teneurs jusqu'à la base de l'unité 1a où ces dernières amorcent une baisse continue jusqu'au sommet de la carotte.

Faciès	Carotte/unité	Teneur en carbonates [%]	
		Moyenne	Ecart Type
FA	IS6/1a	14.98	4.56
FA	IS6/1b	12.88	2.61
FA	IS3/1	9.62	2.57
FA	IS5/1	10.78	3.1
FB	IS3/2	15.75	5.56
FB	IS5/2	14.73	5.75
FC	IS3/2	6.35	2.62
FD	IS6/2	8.38	4.55
FE	IS6/3a	23.84	13.39
FE	IS6/3b	44.42	3.21

Dans le chapitre précédent, nous avons montré l'importance que joue le détritisme, aussi bien silicaté que carbonaté, dans la sédimentation au niveau du lac Isli. Les résultats présentés dans ce chapitre viennent confirmer cette importance. En effet, le résidu insoluble représente plus 50% de la roche totale. Compte tenu de la présence de carbonates dans le bassin versant, l'interprétation des teneurs en carbonates, en termes paléo-environnementaux, ne peut se faire qu'après une étude détaillée des sédiments et en particulier celle de la phase carbonatée.

En ce sens, des analyses minéralogiques de la roche totale et l'analyse des sédiments au microscope électronique à balayage apporteront des indications nécessaires à l'interprétation de l'origine de la fraction carbonatée. Ces résultats seront discutés plus en profondeur dans le chapitre minéralogie.

En assumant un flux détritique carbonaté constant (de 5 à 10% = carbone inorganique provenant de la fraction carbonatée détritique) dans le temps, plusieurs intervalles connaissent des augmentations des teneurs en carbonates (IS3: entre 5m et 9.5m, IS5: entre 3.5 et 7.5m et la carotte IS6: entre 0 et 2.5m et entre 5.5 et 7m). Cet enrichissement en carbonate serait le résultat de la production carbonatée dans le lac. Il se manifeste, au niveau de la base de la carotte IS6, par des encroûtements carbonatés autour de macrophytes et dans les autres unités par des cristaux rhomboédriques de calcites ou par des cristaux aciculaires d'aragonite (données de la microscopie électronique à balayage).

Les variations des teneurs en carbonates nous permettent, en outre, d'effectuer des corrélations:

La carotte IS3, bien qu'elle soit fortement perturbée par les bancs sableux turbiditiques, peut être corrélée avec les 6 premiers mètres de la carotte IS5.

La corrélation entre la carotte IS5 et IS6, montre que les 3 premiers mètres de la carotte IS5 n'ont pas d'équivalents dans la carotte IS6 et que la base de la carotte IS5 correspondrait au sédiments situés à 250-300 cm de la carotte IS6.

### 3.5. Bio et chronostratigraphie

#### 3.5.1. Chronostratigraphie

Plusieurs\* datations au radiocarbone  $^{14}\text{C}$  ont été effectuées sur des macrorestes terrestres et sur des tests de gastéropodes (Tab. 3.4). Les analyses et les calibrations ont été faites par Dr. G. Bonani (ETH-Zürich). Les âges calibrés (dendro-corrigés avec un intervalle de confiance = 95%) ont été calculés en utilisant le programme CalibETH publié par Niklaus et al. (1992). Des corrélations entre les différents forage effectués sont présentés sur la figure 3.14.

Carotte	Echantillon	Profondeur (cm)	Datation	$\delta^{13}\text{C}$ [%]	Age calibré [BC/AD]	Sur
IS5	5.1.39	33	295±60	-24.7±1.2	AD 1453 - 1954	MO
IS5	5.7.85	493	1705±55	-25.9±1.2	AD 147 - 441	MO
IS5	5.9.67	667.9	2860±60	-23.4±1.6	BC 1258 - 902	MO
IS5	5.11.77	789.4	3620±70	-9.7±2.1	BC 2197 - 1775	MO
IS6	6.2.64	222.6	3050±75	-12.4±1.2	BC 1442 - 1047 (100%)	MO
IS6	6.6.87	558.7	~20000			MO
IS6	6.7.16	587.8	~28000			MO
IS6	6.8.39	710.7	34850±410	-3.6±1.0		G

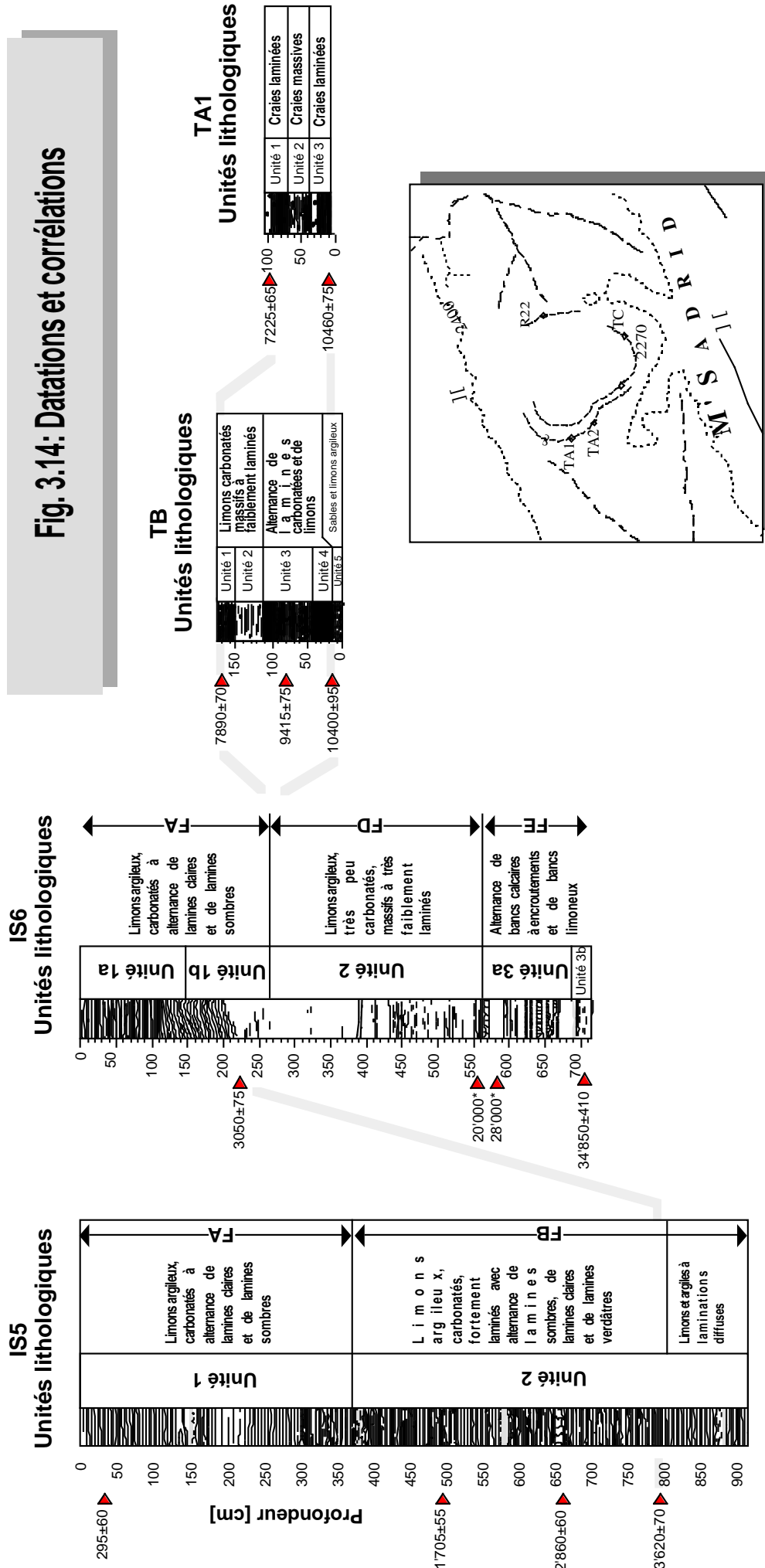
Profil	Echantillon	Cote (cm)	Datation	$\delta^{13}\text{C}$ [%]	Age calibré [BC/AD]	Sur
TA	TA1-12	12	10460±75	-2.3±1.3		G
TA	TA1-92	92	7225±65	+1.4±1.2	BC 6175 - 5956 (100%)	G
TB	TB-16	16	10400±95	-0.2±1.2		G
TB	TB-80	80	9415±75	-3.7±1.3	BC 8671 - 8327 (80.8%)	G
TB	TB-170	170	7890±70	1.1±0.9	BC 7005 - 6546 (100%)	G

Echantillon	Situation	Datation	$\delta^{13}\text{C}$ [%]	Age calibré [BC/AD]
CITD	Source	430±65	-0.5±1.2	AD 1410 - 1635 (100%)
CITD	Lac	60±65	+2.2±1.2	AD 1801 - 1940 (68.1%)

Tab. 3.4: Données des datations au radiocarbone 14. MO=matière organique et G=tests de gastéropodes

\* Dans le présent travail, 23 datations ont été tentées. Cependant, seules les 15 d'entre elles, représentées sur le tableau 3.4, ont pu être réalisées. En effet, les faibles quantités de matière organique qui ont pu être récoltées restaient insuffisantes. Ces faibles quantités sont aussi responsables de l'incertitudes des datations qui donnent un âge de 20'000 et 28'000 ans aux sédiments de la carotte IS6.

**Fig. 3.14: Datations et corrélations**



Nous avons, en outre, effectué des datations du carbone inorganique total dissous (CITD). Cette analyse permet de "dater" les carbonates dissous dans les eaux du lac et de donner, par conséquent, un âge au carbone, dissout dans les eaux du lac, et qui sera fixé par des organismes aquatiques comme les gastéropodes (Fontes et Garnier, 1979). L'âge obtenu,  $60 \pm 65$  yr B.P., pour les eaux du lac Isli, a permis de confirmer l'existence d'un équilibre eaux du Lac - Atmosphère. Cette donnée permet de considérer les âges obtenus sur coquilles de gastéropodes comme fiables. Les eaux de sources doivent être, par le fait qu'elles sont contaminées par les carbonates juassiques, plus "vieilles".

### 3.5.2. Biostratigraphie

#### 3.5.2.1. Autres sites

Dans ce chapitre, nous tenterons d'effectuer des corrélations entre divers profils polliniques, obtenus à partir de forages réalisés dans des lacs marocains ainsi que dans ses cotes atlantiques (fig. 3.16), dans le but d'en dégager une zonation, la plus complète possible, à partir du Tardiglaciaire jusqu'à l'actuel. Cette zonation pourrait alors servir de référence pour la séquence pollinique du lac Isli.

Actuellement, le lac Isli est situé à la limite sud de la forêt méditerranéenne; constituée de pins, de chênes, de genévriers et de pistachiers (fig. 3.15). Les autres sites lacustres, dont nous présentons ci-dessous les profils polliniques, sont situés dans le Moyen Atlas à dominance de chênaies et de chênaies à cèdre.

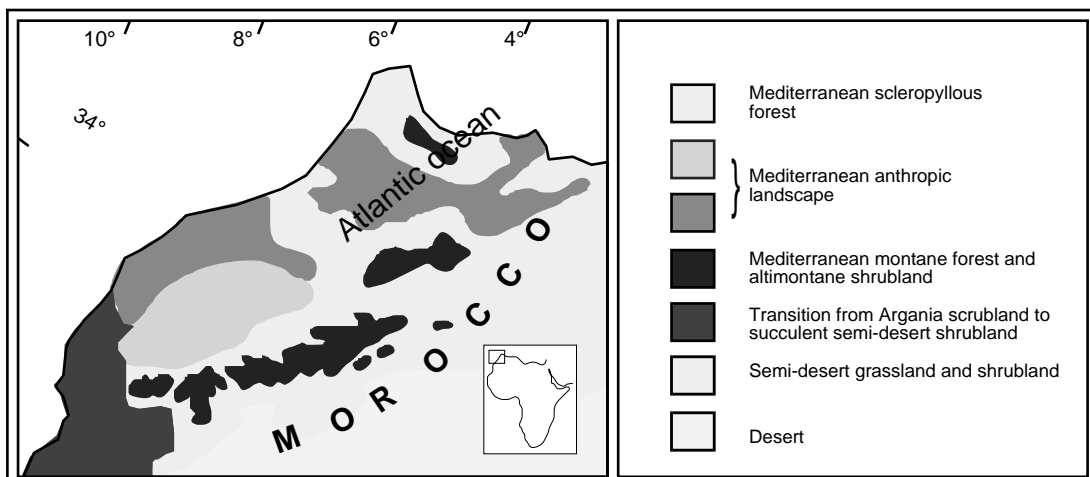


Fig. 3.15 Carte phytogéographique du Maroc (d'après White, 1983)

Lamb et al. (1989), dans leur étude des sédiments du lac Tigalmamine, sud du Moyen Atlas,, Maroc ( $32^{\circ} 54'N$ ,  $5^{\circ} 20'W$ ; 1625m d'altitude), ont pu mettre en évidence les assemblages polliniques suivants :

- 18 - 14 ka: Cette période se caractérise par l'abondance relative des pollens de Chénopodiacées, des Poacées et d'*Artemisia*.
- 14 - 11.8 ka: Se différencie par une augmentation de *Quercus rotundifolius* et une baisse des Chénopodiacées et d'*Artemisia*.
- 11.8 - 8.5ka: Dans cet intervalle, on observe un retour à des conditions similaires à celles qui régnaient entre 18 et 14 ka.
- 8.5 - 4 ka: Se caractérise par une augmentation du taxon *Quercus rotundifolius* et une diminution des Poacées, des Chénopodiacées et d'*Artemisia*.
- Depuis 4 ka: Se marque par l'apparition du cèdre et la diminution relative de *Quercus rotundifolius*.
- Notons que le pin n'est que très faiblement représenté dans cette carotte.

Au nord du Moyen Atlas, trois lacs ont fait l'objet d'une analyse palynologique (Lamb et al 1991). Il s'agit de Dayat Iffir (33°36'N, 4°54'W, 1500m), de Dayat Afourgagh (33°37'N, 4°53'W, 1420m) et de Taguelmam n'Harcha (33°08'N, 5°21'W, 1640m).

Les deux lacs, Dayat Iffir et Dayat Afourgagh, présentent des variations plus ou moins similaires avec un décalage chronologique d'environ 500 ans. On notera la diminution du pin et l'augmentation des poacées à 2ka. Le cèdre, présent uniquement à Dayat Afourgagh, montre une augmentation à partir de 1'800 ans B.P. *Artemisia* présente, dans les deux sites, une augmentation relative à partir de 1ka B.P. Taguelmam n'Harcha montre, durant la période antérieure à 1800 B.P., un spectre pollinique dominé par *Q. Rotundifolia* (50%) On relève en outre 20-30% de poacées et 15% de cèdre. A environ 1800 ans, nous observe le déclin du chêne ( 25%) et du cèdre.

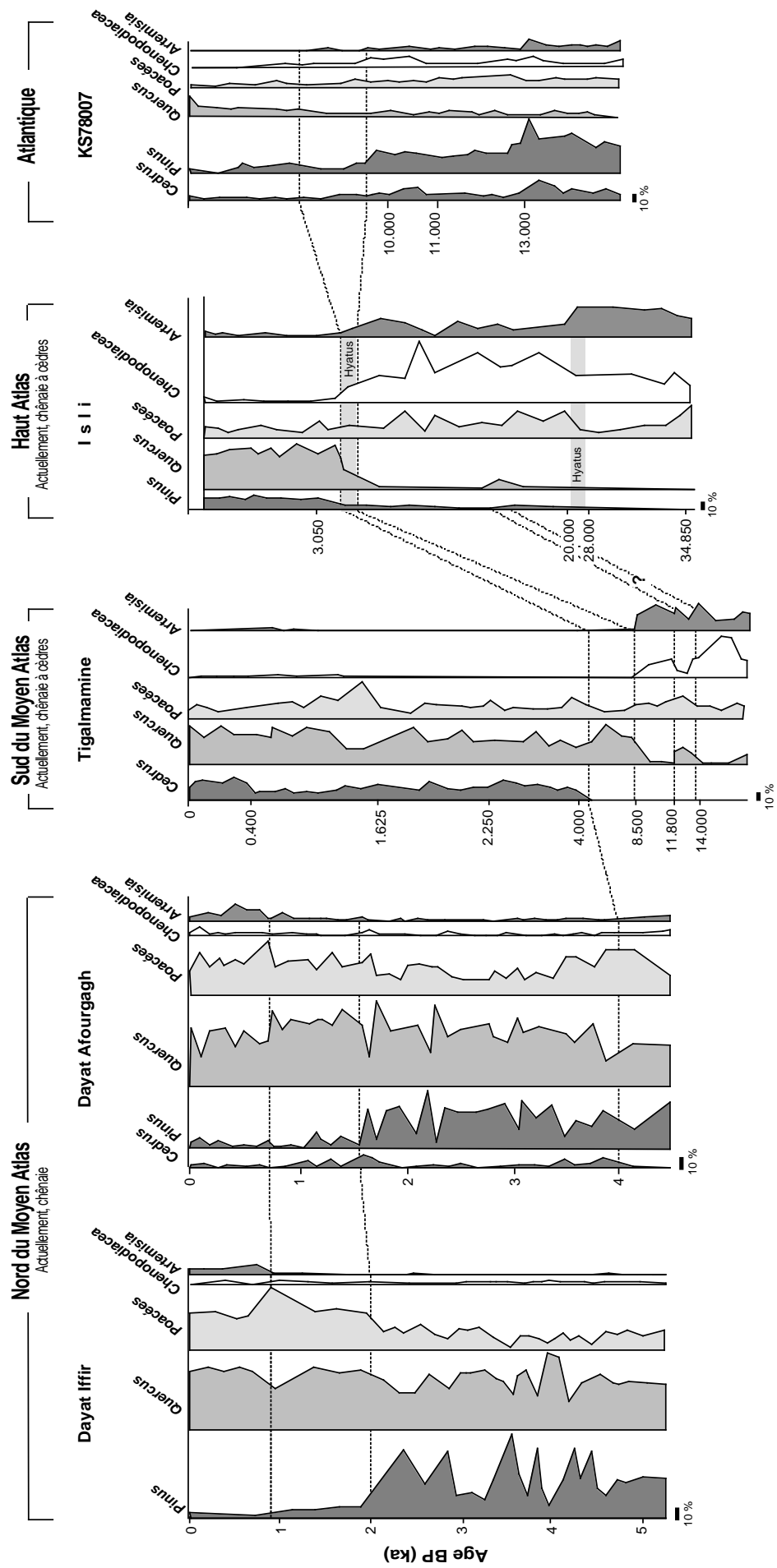
Marret et Turon (1994) ont réalisé une analyse pollinique sur une carotte prélevée (KS 78007), à 40km au large des cotes de Rabat à 700m de profondeur. La stratigraphie de cette carotte a été déterminée par la courbe isotopique  $^{18}\text{O}$  sur des foraminifères planctoniques. Les principaux résultats de l'analyse pollinique\* sont les suivants (fig. 3.16):

- Durant le tardi-glaciaire et jusqu'au Dryas I, le spectre pollinique est caractérisé par la domination des conifères (*Pinus*, *Cedrus*) et par des végétaux de type steppiques (Chénopodiacés, *Artemisia*, Poacées).
- Avant la transition au Bølling-Allerød, un maximum en conifères (*Pinus*) et en herbacées (Chénopodiacés, *Artemisia*) a été observé. On constate aussi une augmentation de la concentration en grain de pollen par rapport à la base de la séquence.
- Durant le Bølling-Allerød : on constate une diminution des végétaux steppiques et du pin au profit de taxons hygrophiles.
- Durant le Younger Dryas, le spectre pollinique montre des ressemblances avec celui du Tardi-glaciaire.

---

\* N.B. Le pollen de Pin a été exclus lors du calcul des pourcentages relatifs à cause de sa sur-représentation.

**Fig. 3.16: Palynologie et corrélations**



- La transition à l'Holocène se marque par une augmentation en espèces hygrophiles et en chêne, et une diminution en espèces steppiques et en conifères.

### 3.5.2.2. Lac Isli

Une seule carotte provenant du lac Isli a fait l'objet d'une analyse palynologique. Il s'agit de la carotte IS6 (Lamb et al. 1994).

Dans cette carotte, le pollen est relativement abondant. Une procédure de zonation numérique (Analyse d'ensemble sous contrainte; Grimm, 1987) utilisant les 15 taxons les plus abondants subdivise la carotte en trois zones polliniques correspondant exactement à la subdivision lithologique. L'unité basale est dominée par le pollen des Chénopodiacées, *Artemisia* et les Poacées (Graminées). Un assemblage similaire, avec cependant, une augmentation du pollen de Poacées aux dépens de celui d'*Artemisia*, se retrouve dans l'unité médiane. Les grains de pollen y sont fréquemment altérés. La partie sommitale de la carotte se caractérise par une domination de pollen d'arbres et d'arbrisseaux (*Pinus* (le Pin), *Quercus* (le Chêne), *Juniperus* (le Genévrier)). Ces taxons sont abondants dans la forêt au nord du plateau des lacs.

### 3.5.2.3. Interprétations, corrélations et conclusions

Du fait de la complexité des problèmes touchés, toute tentative hâtive de corrélation, qui serait uniquement basée sur les données présentées ci-dessus, pourrait être entachée d'erreurs. En effet, la situation de chaque site (altitude et latitude), ainsi que l'influence humaine jouent un rôle important dont il faudrait tenir compte, lors de l'interprétation de l'évolution végétale locale obtenue par l'analyse palynologique:

#### **Influence de l'activité humaine**

En pratiquant une économie pastorale, l'Homme a exploité les forêts du Moyen Atlas depuis au moins 5'000 ans (Lamb et al., 1991). Jusqu'à environ 2'000 ans B.P., son activité n'avait qu'un impact localisé et temporaire sur l'environnement. Ce n'est qu'à partir de 1'500ans B.P. que l'activité humaine a augmenté avec l'extension et l'intensification des cultures. A Tigalmamine n'Harcha, par exemple, le nombre d'espèces arborescentes a été réduit de moitié (Lamb et al., 1991).

Le développement d'une espèce aux dépens des autres est fonction de sa faculté de régénération, de sa résistance à la perte en sol, causées par l'intense déforestation, et de son intérêt économique. Le chêne à feuillage persistant, par exemple, présente une importante faculté de recolonisation. En effet, bien que cette espèce ait été éradiquée dans certaines régions, par des coupes intensives ou par des feux de forêts naturels ou provoqués, elle semble être capable de recoloniser son ancien habitat.

### Influence de la situation du site

Le taux de pollen sédimenté dans un lac, dépend principalement, de la capacité de dissémination des grains de pollen (tributaire de leur dimension et de leur morphologie), de la densité de la forêt et de la proximité de celle-ci. Ainsi, plus une source de pollen (forêt) est proche du lac étudié, plus son influence sera importante. Or, comme la limite de répartition des végétaux dépend en premier lieu du climat, la limite supérieure d'adaptation s'abaissera lors d'un refroidissement climatique, si le taux d'humidité en plaine le permet. Lors d'un réchauffement climatique, les arbres recoloniseront les terrains à plus hautes altitude (si le taux d'humidité le permet également). Cette variation de la limite des arbres entraînera par conséquent une variation du rayon de distribution du pollen (fig. 3.17).

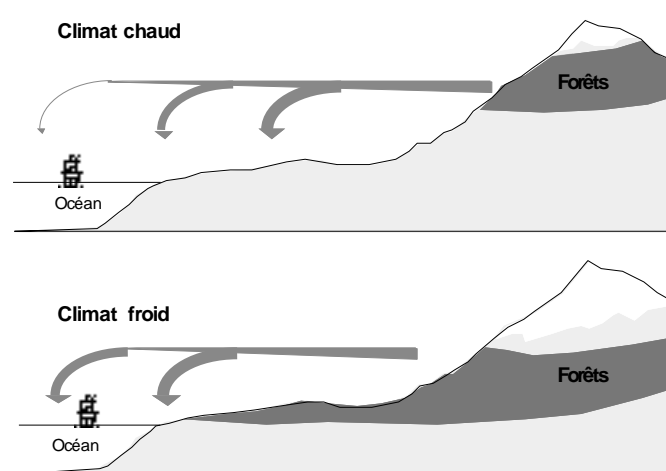


Fig. 3.17: Variation du rayon de dissémination du pollen en fonction du climat

Tous les lacs, dont on a présenté les profils polliniques, sont localisés à des altitudes supérieures à 1400m. En dépit de la différente nature des forêts (chênaies ou chênaies à cèdre) qui les entourent, les lacs du Moyen Atlas et le lac Isli présentent des profils polliniques relativement similaires, qui nous permettent d'effectuer des corrélations.

Tel n'est pas le cas pour la carotte KS78007, prélevée dans l'Atlantique au large des cotes de Rabat. En effet, cette dernière présente une distribution pollinique quantitativement différente des autres carottes. Cette différence est attribuée à la variation de la limite de répartition des végétaux qui est fonction du climat: En effet, dans les lacs du Haut et Moyen Atlas, à partir d'environ 9'000 ans B.P., le pollen du cèdre et du pin montrent une nette augmentation; en revanche, dans la carotte KS78007 le taux pollinique de ces taxons présente une diminution notable. Cette diminution proviendrait de l'élévation de la zone de répartition de ces taxons (donc une diminution de la quantité de pollen transportée jusqu'au site) consécutive à un réchauffement climatique et à une diminution du taux d'humidité en plaine.

Le pollen de chêne, quand à lui, montre une augmentation au niveau de tous les sites présentés. Cette augmentation est due à la large répartition de ce taxon qui se retrouve actuellement aussi bien dans l'Atlas que dans les plaines du nord marocain.

## Interprétations et corrélations

L'assemblage pollinique que l'on retrouve dans l'unité basale de la carotte IS6 (Chénopodiacées, *Artemisia* et Poacées), indiquerait un environnement steppique, pauvre en végétation arborescente et indiquant, par conséquent, un climat aride. Cependant, aucune information précise sur la température ne peut être déduite. En effet, ces taxons peuvent se retrouver aussi bien dans des steppes froides que chaudes. Or, compte tenu de l'altitude à laquelle se place le lac Isli, aucune information sur le climat ne peut être tirée de cette association pollinique: En effet, ces taxons se retrouvent fréquemment au-dessus de la limite des arbres aussi bien dans un milieu aride que dans un milieu humide. Nous noterons cependant, une augmentation progressive des taxa *Pinus* et *Quercus* qui pourrait indiquer une légère augmentation, progressive de l'humidité. Nous ne disposons pas, pour cette période, de données de comparaison avec d'autres sites.

L'unité 2 présente les mêmes assemblages que l'unité basale, avec cependant, un taux élevé de grains de pollen altérés. Trois hypothèses sont envisageables :

- Un remaniements de sédiments appartenant à l'unité basale. La nature lithologique, complètement différente, de cette unité ne privilégie cependant pas cette hypothèse.
- L'altération des grains de pollen serait due à un transport terrestre, consécutif à une augmentation des précipitations atmosphériques. L'augmentation du détritisme (cf. § Minéralogie) dans cette unité favoriserait cette hypothèse.
- La végétation, pendant cet intervalle de temps, était similaire à celle enregistrée dans l'unité sous-jacente. La dégradation des grains de pollen résulterait de la bioturbation qui, cette dernière serait responsable de l'absence de laminations des sédiments.

La base de l'unité sommitale de la carotte IS6, doit correspondre à l'installation d'une forêt de pins, de chêne et de genévriers, avec des buissons typiques de la forêt méditerranéenne de montagne (*Pistacia* et *Phillyrea*). Cette forêt n'aurait cependant pas colonisé le bassin versant du lac (Lamb et al., 1994).

Dans le site Padul en Espagne, l'analyse palynologique (Pons et Reille, 1988) a montré que l'établissement de la végétation actuelle (forêt méditerranéenne) s'est effectué aux environs 10'000 ans B.P.. Marret et Turon (1994) ont observé, dans la carotte KS78007 prélevée dans le littoral marocain, l'existence d'une transition d'une phase aride à une phase plus humide plus tardivement à environ 8'500ans. D'autres enregistrements (lagunes et lacs) en Afrique du nord attestent de l'établissement d'une flore méditerranéenne avec le développement d'une forêt de chênes de genévriers et de pistachiers (Ballouch, 1986; Bernard et Reille, 1987; Brun, 1989 et Lamb et al., 1989 - 1991 et 1995). En assumant l'existence de similitudes phytogéographiques entre le site du lac Isli et les autres sites décrits ici, nous pourrions postuler l'existence d'un hiatus d'au moins 4'000 à 4'500 ans au passage de l'unité 1 à l'unité 2. Ainsi le sommet de l'unité 2 aurait un âge, d'au moins 8'500 ans.

De par cette hypothèse, nous pourrions déduire que l'unité 2 couvre la période comprise entre 20'000 ans B.P. et 8'500 ans B.P. La corrélation des données du lac Isli avec celles du lac

Tigalmamine, effectuée sur la base de ces nouvelles données, corroborerait l'hypothèse du non remaniement des sédiments de cette unité, sans pour autant infirmer l'hypothèse d'une augmentation des précipitations. En effet, l'augmentation des précipitations pourrait être confirmée par l'existence d'une augmentation relative du chêne et du pin (460cm de profondeur) qui correspondrait à l'augmentation du taux de pollen de chêne observé dans les enregistrements du lac Tigalmamine entre 11'800 et 14'000 ans B.P. Des observations similaires ont été rapportées par Pons et Reille (Padul, 1988) qui suggèrent une "amélioration climatique à environ 13'000 ans B.P. Des augmentations du niveau lacustre de plusieurs autres sites, déduites à partir des données de diatomées, confirmeraient ces observations (Gasse et al<sup>\*</sup>, 1990; El Hamouti et al.<sup>¥</sup>, 1991).

Bien que le cèdre soit actuellement présent à moins de 20km du lac Isli<sup>°</sup> (Schaer, communication orale), celui-ci n'est pas représenté dans le spectre pollinique de la carotte étudiée. Dayat Iffir présente une situation similaire. A l'opposé, bien que présentant une nette diminution depuis le Younger Dryas, le cèdre est présent depuis le dernier maximum glaciaire et jusqu'à nos jours, dans les carottes de l'Atlantique (Hooghiemstra et al, 1992; Marret et Turon, 1994). Ces auteurs attribuent la présence continue du cèdre dans les carottes prélevées dans l'Atlantique, à un climat frais et humide à haute altitude, accompagné d'un climat plus aride à basse altitude. Cette répartition concorde avec le schéma présenté dans la figure 16, Cette hypothèse répondrait à la diminution du taux pollinique du cèdre dans les carottes de l'Atlantique durant les phases arides enregistrées à basse altitude, mais ne répond que partiellement à l'absence de pollen de cèdre dans la carotte IS6.

En effet, malgré la présence de cèdre à moins de 20km du lac Isli, les sédiments de ce dernier ne contiennent pas de pollen de cette essence. Cette absence pourrait être expliquée par:

- Une récente colonisation du cèdre du domaine Haut Atlasique consécutive un déplacement vers de plus grandes altitudes de l'aire de présence du cèdre, en réponse à une augmentation de l'aridité dans les zones de plaine.

Le sommet de la carotte IS6 ne couvre pas l'intervalle de temps pendant lequel le cèdre aurait entamé la colonisation du Haut Atlas, suite au remaniement des sédiments de surface au niveau du site de prélèvement de la carotte IS6.

## Conclusions

Des analyses polliniques de la carotte IS6<sup>+</sup>, et des corrélations effectuées avec d'autres sites au Maroc, dans l'Atlantique et en Espagne, nous pouvons déduire les faits suivants :

- Entre 34'850 et 28'000 ans B.P.: La végétation dans le Haut Atlas était de type steppique (plus ou moins identique à la végétation actuelle du bassin versant du lac Isli). Cette végétation

<sup>\*</sup> Lacs Algériens

<sup>¥</sup> Lac Tigalmamine

<sup>°</sup> Les grandes forêts actuelles de cèdre se trouvent principalement dans le Rif et dans le Moyen Atlas car il nécessite un climat frais et humide.

<sup>+</sup> Rappelons que ces analyses ont été effectuées par Drs H.F. Lamb et C. Duigan (University College of Wales)

n'indiquerait pas forcément un environnement aride puisque ces taxons se retrouvent, au-dessus de la limite des arbres, aussi bien en milieu aride qu'humide.

- L'unité 2 couvrirait la période comprise entre 20'000 et 8'500ans B.P. (8'500 ans ou plutôt). Durant cette période la couverture végétale était identique à celle qui régnait entre 34'850 et 28'000 ans B.P. avec la présence probable d'au moins une phase, entre 14'000 et 11'800 B.P., où le climat aurait été plus ou moins identique à l'actuel.
- La transition entre l'unité 2 et l'unité 1 serait marquée par un hiatus "érosif" d'au moins 4'500 ans entre 8'500 et 4'000 ans B.P..
- Dans le Haut Atlas, la forêt méditerranéenne semble s'être établie, comme dans le Moyen Atlas, à partir de 8'500 ans, sans pour autant coloniser le bassin versant du lac Isli.

### 3.6. Taux de sédimentation

En se basant sur les datations au  $^{14}\text{C}$ , ainsi que sur les corrélations palynologiques, géochimiques et minéralogiques, nous avons effectué des calculs des taux de sédimentation pour les carottes IS5 (plaine lacustre) et IS6 (haut relief au sud-est du lac). D'après ces corrélations (cf. § 3 et § 4), le sommet de la carotte IS6 serait daté à 1'500 ans B.P. En outre, nous avons admis l'existence d'un hiatus, au passage de l'unité 2 à l'unité 1. Par conséquent, le sommet de l'unité 2 serait daté d'au moins 11ka B.P.

Le calcul du taux de sédimentation  $T_s$  entre deux horizons datés (x et y) peut être calculé selon plusieurs méthodes :

$$\mathbf{A} \quad T_s \text{ (humide)} = \Delta T / \Delta Z \quad \text{Unité [mm/an]}$$

$T = T_x - T_y$  : où  $T_x$  et  $T_y$  correspondent respectivement à l'âge de l'horizon x et à celui de l'horizon y [an]

$Z = Z_x - Z_y$  : où  $Z_x$  et  $Z_y$  correspondent respectivement à la profondeur dans la carotte de l'horizon x et à celui de l'horizon y [mm]

Cette méthode ne tient pas compte de la porosité. Cette dernière en diminuant depuis le sommet de la carotte à la base de celle-ci sous l'effet de la compaction, entraînerait une sous estimation proportionnelle à la porosité du taux de sédimentation.

Niessen et al (1992) ont utilisé le Taux d'accumulation ( $T_{acc}$ ), celui-ci se calcule selon la formule:

$$\mathbf{B} \quad T_{acc} = s \cdot \rho_s \cdot (1 - \Phi) \quad \text{Unité : [g/cm}^2\text{.an]}$$

$s$  = Taux de sédimentation moyen entre deux horizons datés

$\rho_s$  = Densité volumique du sédiment

$\Phi$  = Porosité (voir § 10.4.1)

Cette méthode ne tient compte que de la porosité moyenne calculée pour l'intervalle  $Z$ . Lors de fortes fluctuations de la porosité, le  $T_{acc}$  ne représentera qu'un taux d'accumulation sec moyen entre les horizons x et y.

Dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé :

**Le taux d'accumulation sec [ $T_{acc}(\text{sec})$ ] :** Il permet de calculer le poids de sédiment sec accumulé pendant un intervalle de temps  $T$ .

$$\text{C} \quad T_{acc}(\text{sec}) = \frac{\sum_{x,y} \rho_s \cdot (1 - \phi) \cdot (Z_i - Z_{i-1})}{T_y - T_x} \quad \text{Unité : [g/cm}^2\text{.an]}$$

$Z_i$  correspond aux horizons intercalés entre  $x$  et  $y$ .

**Le taux de sédimentation sec [ $T_s(\text{sec})$ ] :** Il permet de calculer l'épaisseur des sédiments accumulés durant un intervalle de temps  $T$ :

$$\text{D} \quad T_s(\text{sec}) = \frac{\sum_{x,y} \rho_s \cdot (1 - \phi) \cdot (Z_i - Z_{i-1}) \cdot \rho_s}{T_y - T_x} \quad \text{Unité : [mm/an]}$$

Les méthodes C et D présentent plusieurs avantages :

- 1- de tenir compte des variations de la porosité en fonction de la profondeur et de la lithologie.
- 2- de mieux comparer les données obtenues à partir des carottes, des pièges à sédiments et des données de l'érosion du bassin versant du lac.

Lors des calculs du taux de sédimentation, nous avons admis une densité moyenne du sédiment équivalent à  $2.7 \text{ g/cm}^3$ . Cette estimation ne tient pas compte de la matière organique, car celle-ci n'est présente dans les sédiments du lac Isli, qu'en de faibles proportions. Le cas échéant, la densité volumique d'un sédiment pourrait se calculer selon la formule :  $\rho_s \approx -0.047 \cdot \text{co} + 2.6$  (où  $\text{co}$  correspond à la teneur, en %, du carbone organique; Niessen et al., 1992).

Origine	$T_{acc}(\text{sec})$	$T_s(\text{sec})$	$T_s(\text{humide})$
IS6***	$0.033 \pm 0.039$	$0.121 \pm 0.145$	$0.41 \pm 0.59$
IS5***	$0.18 \pm 0.098$	$0.67 \pm 0.363$	$1.88 \pm 0.94$
Perte sol BV*	1.07	3.99	
Délivrance BV*	0.28	1.04	
Piège à Sdt (1990)**		11	
Piège à Sdt (1992)***	0.1	0.37	

Tab. 3.5: Tableau résumant les différents taux d'accumulation, de sédimentation secs et humides calculés lors de différentes études. \* : Tahri, 1991; \*\* : Lamb et al., 1994, \*\*\* : cette étude (1992) et BV : Bassin versant

Le taux d'accumulation moyen calculé pour la carotte IS6 est inférieur à celui calculé pour la carotte IS5. Cette importante différence peut être attribuée au fait que la carotte IS6 a été prélevée au niveau d'un haut-fond, alors que la carotte IS5 a été prélevée dans la plaine lacustre. En effet, ce haut-fond, contrairement à la plaine lacustre, constitue une zone à l'abri des déjections fluviales et des remaniements gravitaires auxquelles est soumise la carotte IS5 (figs. 3.18 et 3.19).

Un taux de sédimentation plus élevé de  $11 \text{ mm/an}$  a été évalué, par Lamb et al. (1994), sur la base de données fournies par les pièges à sédiments. Dans le cadre de cette étude, le taux de sédimentation, lui aussi basé sur les pièges à sédiments, a été estimé à  $0.37 \text{ mm/an}$ , soit

0.1g/cm<sup>2</sup>/an. Cette valeur est probablement sous-estimée par le fait que nos pièges à sédiments furent immergés en octobre 1992, durant un mois qui n'a connu que de très faibles précipitations, bien que les tempêtes de sables (voir fig. 3.2) aient pu contribuer à augmenter le taux de sédimentation calculé.

Par ailleurs, Tahri (1991) a estimé les pertes\* en sol du bassin versant du lac Isli à 15093 t/an. En assumant que la sédimentation s'effectue au niveau de la plaine lacustre (1.4km<sup>2</sup>), le taux d'accumulation sec des sédiments correspondrait à 1.07 g/cm<sup>2</sup>/an, soit 3.99 mm/an. En revanche, le taux de délivrance<sup>‡</sup> du bassin versant du lac Isli estimé par le même auteur à 3924 t/an donnerait un taux d'accumulation des sédiments égal à 0.28g/cm<sup>2</sup>/an, soit environ 1 mm/an. Ces données ne tiennent pas compte du sur-creusement des ravines autour du lac.

Le taux d'accumulation estimé d'après le taux de délivrance, qui représente une estimation du flux détritique, est inférieur au taux d'accumulation moyen calculé sur la carotte IS5. La différence entre les deux taux calculés, s'explique partiellement par la production carbonatée dans le lac Isli qui n'a pas été prise en compte dans le calcul du flux détritique. De plus, le taux d'accumulation calculé à partir de la carotte IS5 est probablement être surestimé à cause de la présence de matériel sableux turbiditique dont la sédimentation aurait pu s'effectuer en quelques jours voire même en quelques heures.

### ***Le lac Isli, quel avenir? Pessimisme ou prévention?***

L'érosion du sol, et par conséquent l'envasement du lac, représentent tout deux des facteurs liés aux changements climatiques. La surexploitation des pâturages, et la déforestation accentuent cette érosion et constituent par conséquent un danger latent pour ce site. La durée de vie du lac Isli dépendra de son taux d'envasement: comme pour un barrage, l'augmentation de ce taux d'envasement raccourcira proportionnellement la vie du lac.

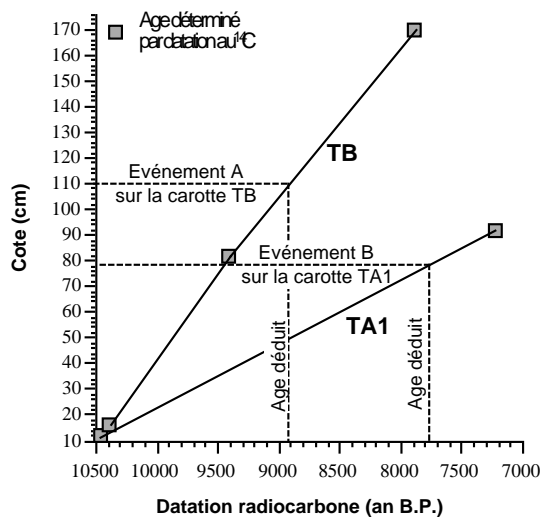
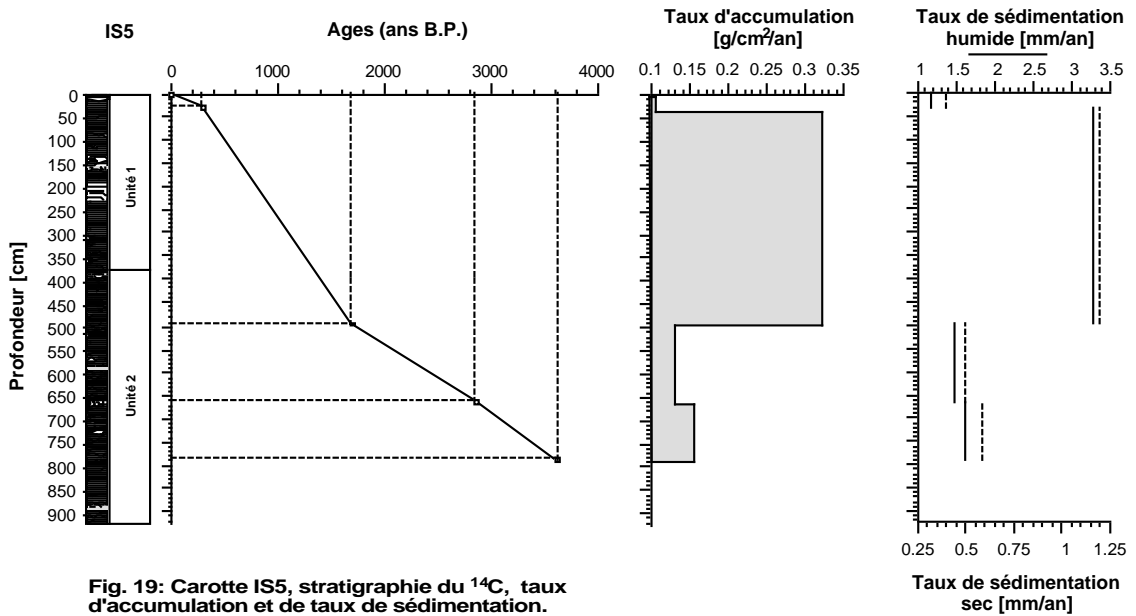
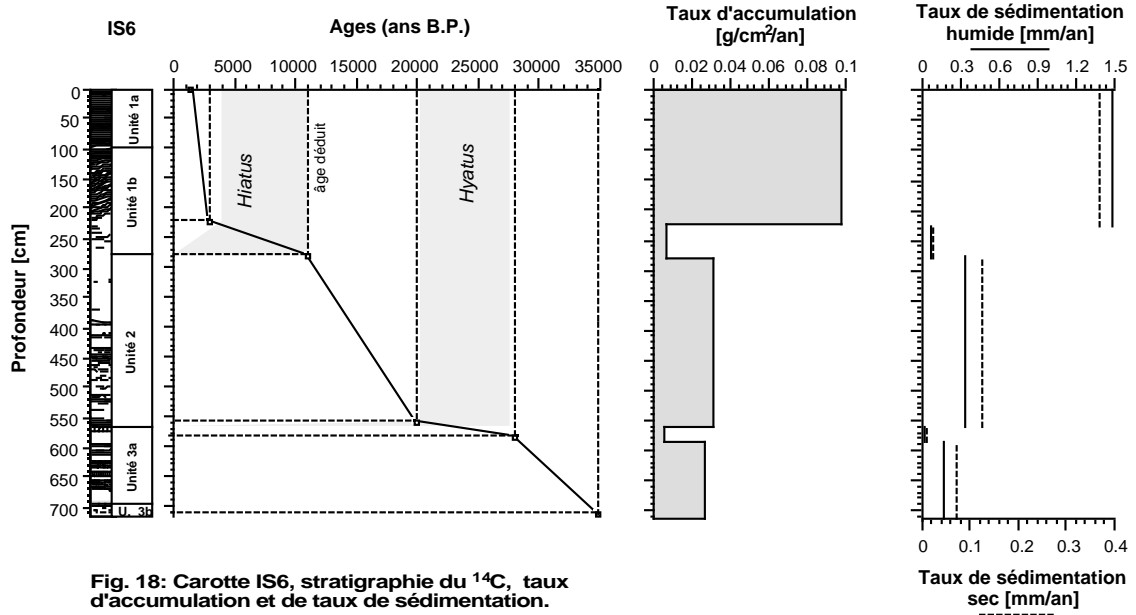
Si l'on assume un taux d'envasement (humide) de 4 mm/an, en 22500 ans le lac serait comblé de sédiments. L'estimation de cette durée de vie sera encore plus courte si on intègre la sécheresse qui sévit actuellement et qui a causé l'abaissement du niveau du lac de 8.5m en moins de 20ans. Si cette sécheresse persiste, le taux d'envasement s'accroîtra par sur-creusement des berges et le lac Isli ne sera plus qu'un salar ou sera complètement asséché en moins de 150 ans.

La direction des Eaux et Forêts d'Errachidia, a déjà réagi vis à vis de cette situation en installant des systèmes anti-érosifs (cultures en courbes de niveaux). Cependant, cette action ne pourra être fructueuse que si elle s'étend à l'ensemble du bassin versant voire même plus au sud du plateau des lacs afin de constituer une barrière phytogéographique.

---

\* La perte en sol représente la quantité de sédiments détaché par érosion (potentielle au champs) et qui risque d'être transportée en partie jusqu'au lac.

‡ Taux de délivrance : Quantité de sédiments capable d'atteindre un point donné du réseau hydraulique (ici le lac)



# Minéralogie

---

## 1. Introduction

Des analyses de la roche totale et du résidu insoluble ont été effectuées, par diffraction X, sur plusieurs échantillons provenant du lac Isli (carottes IS5 et IS6) et des carottes prélevées dans les craies et limons affleurant autour du lac (TA1, TA2\*, TB, TC1\* & 2\* et R22\*). Etant donnée l'importance du détritisme dans la sédimentation du lac (§ 2.4 et § 3.6), une interprétation des données basées uniquement sur les sondages ne serait qu'incomplète voire même erronée. A cet effet, nous avons analysé d'autres échantillons, prélevés au niveau des différentes lithologies affleurant dans le bassin versant du lac et qui constituent une source potentielle d'apports détritiques. Cette étude s'est étendue à l'analyse de sédiments récoltés dans certains lits d'oueds alimentant le lac. Afin d'avoir une vue globale de ces apports, le choix des oueds s'était principalement basé sur les lithologies que ces derniers traversent.

Enfin, pour préciser aussi bien qualitativement que quantitativement la nature des minéraux précipitant "actuellement" dans le lac, nous avons procédé à l'analyse minéralogiques du matériel récolté dans les pièges à sédiments\*. On conviendra cependant, que les résultats de cette étude doivent être traités avec précaution, puisque les sédiments récoltés ne concernent que la période du mois d'octobre 1992.

Dans ce chapitre nous avons introduit de nouvelles zonations ou "Unités minéralogiques". La détermination de ces unités est basée sur les assemblages minéralogiques reconnus dans la roche totale. Ces unités minéralogiques sont, elles-mêmes, subdivisées en sous-unités. La distinction de ces sous-unités est basée sur les variations (ou cycles) des teneurs d'un ou de plusieurs minéraux. Un cycle est défini comme étant une augmentation suivie d'une diminution des teneurs d'un minéral.

## 2. Méthodologie

La préparation des échantillons a été faite selon les méthodes de routine utilisées au LMPG -

---

\* Matériel n'ayant pas fait l'objet d'une analyse des fractions fines.

Neuchâtel, selon les méthodes de Kübler (1987).

L'analyse diffractométrique de ces échantillons a porté sur :

-**la roche totale (poudres non-orientées)**. Les échantillons ont été lyophilisés puis broyés par un mortier d'agate à main (pour obtenir une poudre homogène) et ont été ensuite pressés à 20 bars dans des portes-objets.

-**les fractions <2µm et 2-16µm, préparations orientées**. La séparation des fractions <2µm et 2-16µm, après décarbonatation, a été effectuée par centrifugation selon la méthode de Rumley et Adatte (1983).

Ces préparations ont été analysées par diffraction, à l'aide d'un appareil SCINTAG XRD 2000 dont les caractéristiques sont :

<i>Énergie: 45kv, 40ma</i>	<i>Noise Threshold= 1.5</i>
<i>Rayonnement CuKα λ=1.54060 Å</i>	<i>Smoothing points = 3</i>
<i>Détecteur spectral: Cristal de Germanium: PSI 1 de Kevex *</i>	<i>ESD (estimated standard deviation) Multiplier = 4.0</i>
<i>Continous scan: 1° 2θ /min</i>	<i>Sample spin: porte-objet tournant, taille moyenne ø 15 mm</i>
<i>Fentes normales: 0.5 / 0.3</i>	<i>* le cristal au Germanium, refroidi par effet PELTIER, permet d'éliminer la raie Kβ du Cu et les raies parasites du Fe sans recourir à des filtres.</i>
<i>Chopper increment: 0.03 ° 2θ</i>	
<i>Ka2-stripping</i>	
<i>Fast Fourier Noise Filter active</i>	
<i>Background correction automatic</i>	

## 2.1. Roche totale

### 2.1.1. Le dosage semi-quantitatif de la roche totale

Pour le dosage semi-quantitatif, utilisé uniquement pour les préparations non orientées, la méthode employée a été celle de l'étalon externe avec appréciation du coefficient d'absorption massique de l'échantillon (Ferrero 1965, Persoz 1969). Les calculs ont été effectués par le programme basique McDosage (Rolli 1990).

Les réflexes utilisés pour le relevé des intensités relatives ainsi que pour le dosage semi-quantitatif, des différents minéraux reconnus dans la roche totale sont (Tab. 4.1 et Diagramme 1):

Minéral	(hkl)	Å	°2Théta
Quartz	(101)	3.34	26.6
Calcite	(104)	3.03	29.4
Dolomite	(104)	2.89	30.9
Aragonite	(111)	3.39	26.22
Monohydrocalcite	(111)	3.08	28.96
Feldspaths-K	(002)	3.24	27.2
Albite	(002)	3.18	27.9
Hématite	(104)	2.7	33.15
Pyrite	(200)	2.71	56.26
Phyllosilicates	(hkl)	4.45	19.8

Tab. 4.1: Réflexes des minéraux analysés

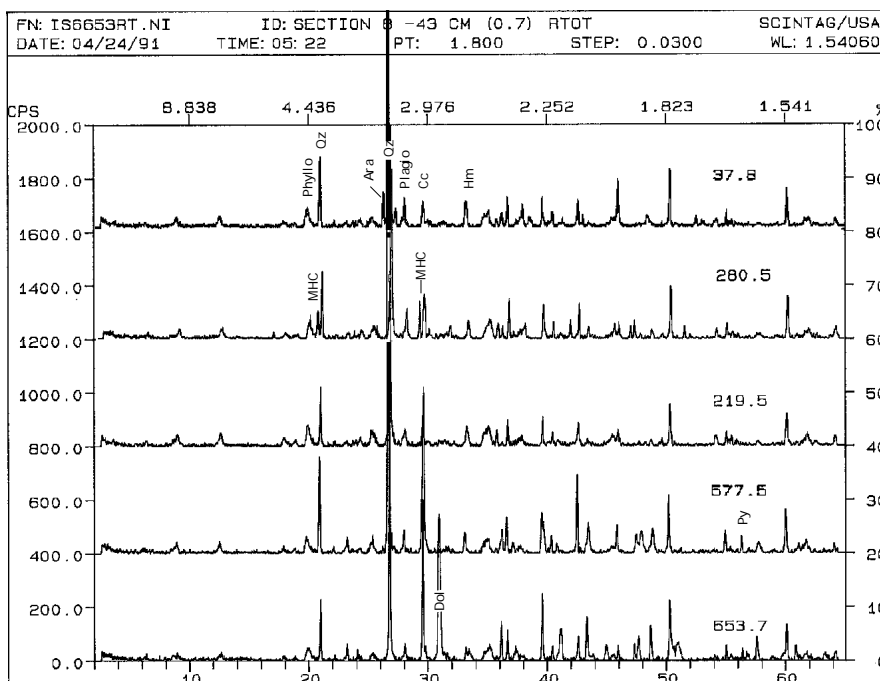


Diagramme 1: Diagrammes RX des différentes associations minéralogiques reconnues dans les sédiments du lac Isli (Phyllo=phyllosilicates, Oz=quartz, Ara=aragonite, Cc=calcite, MHC=monohydrocalcite, Hm=hématite et Py=pyrite)

**Remarque :** Ne disposant pas d'un standard de Monohydrocalcite, ce minéral n'a pu être dosé.

### 2.1.2. La composition des calcites

Pour la distinction qualitative et quantitative de la calcite stoechiométrique et des calcites magnésiennes, les raies de diffraction ont été désommées (déconvoluées) par une fonction Pearson VII\*. Cette désommation a mis en évidence une "calcite Bifide" (voir un exemple sur la figure 4.1).

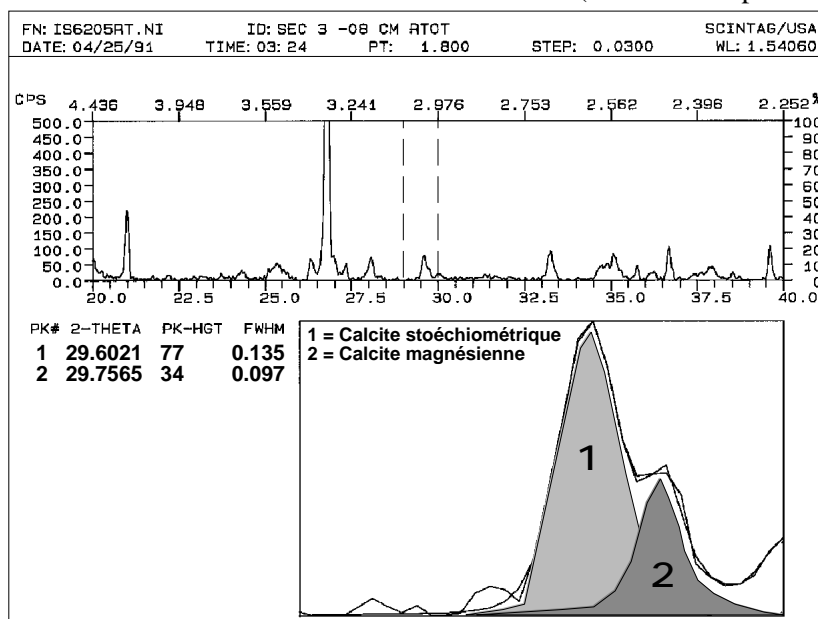


Fig. 4.1: La désommation du pic principal de la calcite permet de distinguer la calcite magnésienne de la calcite stoechiométrique

\* : Fonction mathématique permettant la désommation d'un pic en plusieurs pics. Cet outil est fourni par le programme DMS qui gère les données du diffractogramme SCINTAG

On peut calculer le taux de  $\text{MgCO}_3$  en solution solide dans la maille de calcite par le déplacement du pic principal de celle-ci. Pour cela, nous avons utilisé les pics (100) et (101) du quartz comme référence (standard interne).

En admettant une migration linéaire entre l'angle de diffraction de la calcite et celui de la dolomite (Goldsmith et al. 1961, Kübler, inédit), les teneurs en  $\text{MgCO}_3$  ont été calculés selon la formule (droite de régression):

$$y = -278.85 + 32.595 x$$

où x correspond à la différence d'angle entre la calcite observée et le quartz observé 100. Les références de la calcite utilisées à cette fin, sont celles de la calcite synthétique de référence JCPDS

## 2.2. Fractions <2 $\mu\text{m}$ & 2-16 $\mu\text{m}$

### 2.2.1. Détermination des minéraux

Les intensités des différents minéraux reconnus (argileux et accessoires) ont été relevés sur les diagrammes des préparations glycolées et séchées à l'air. L'abondance d'interstratifiés de type illite-smectite (I/S) et de type chlorite-smectite (I/S) surévalue en effet, les réflexes 001 du mica et 001 et 002 de la chlorite, dans les diagrammes normaux.

Les réflexes des minéraux de la fraction <2 $\mu\text{m}$ , qui ont été systématiquement relevés sur les préparations glycolées sont les suivants:

- 001 du mica à 8.85° (9.98Å)
- 001 des smectites à 5.2° (17Å)
- 002 de l'illite/smectite à 9.30° ( 9.5Å)
- 001 et 002 de la kaolinite à respectivement 12.35° (7.16Å) et 24.89° (3.57Å)
- 002 de la chlorite à 12.40° (7.11Å)
- 002 de la chlorite/smectite à 12.1° (7.3Å).

Les autres réflexes du mica (002 vers 17.8° et 005 vers 45.4°) ainsi que les réflexes de la chlorite (001 vers 6.2° et 003 vers 18.8°) ont été relevés sur les préparations normales.

Ont été également relevés sur les préparations normales les réflexes:

- 001 du quartz à 20.85° (4.25Å)
- 002 du feldspath potassique à 27.5° (3.24Å)
- 002 du plagioclase à 27.9° (3.18Å)
- 200 de la pyrite à 33.03° (2.7Å)
- 104 de l'hématite à 33.15° (2.7Å)
- 020 de la lépidocrocite à 14.1° (6.25Å).

Les pics des minéraux de la fraction 2-16 $\mu\text{m}$ , qui ont été aussi systématiquement relevés sont:

- 001, 002 et 005 du mica

# Diagrammes RX, détermination des principaux minéraux argileux

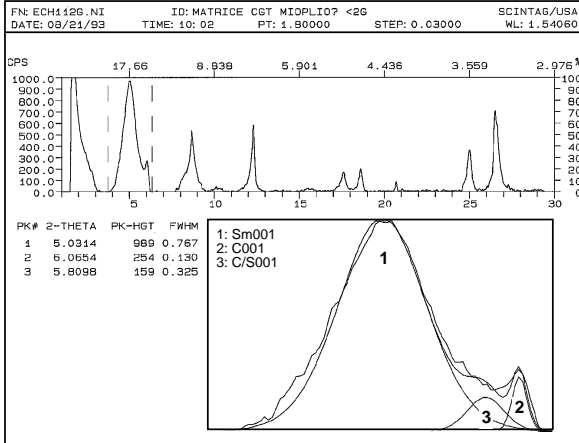


Diagramme A

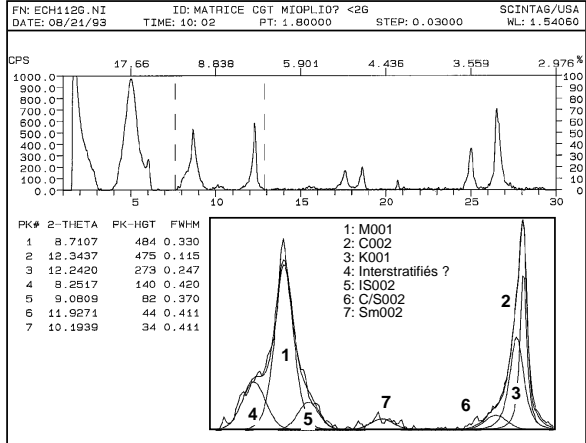


Diagramme B

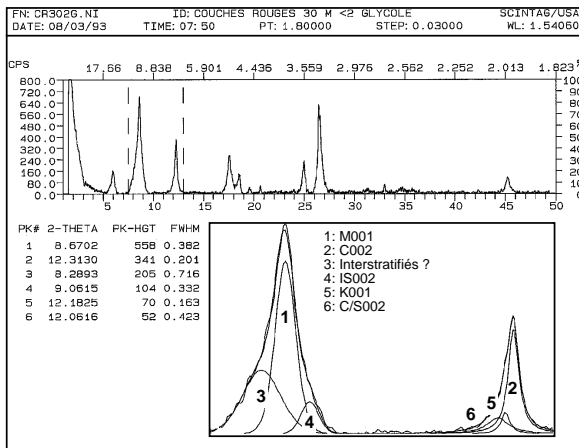


Diagramme C

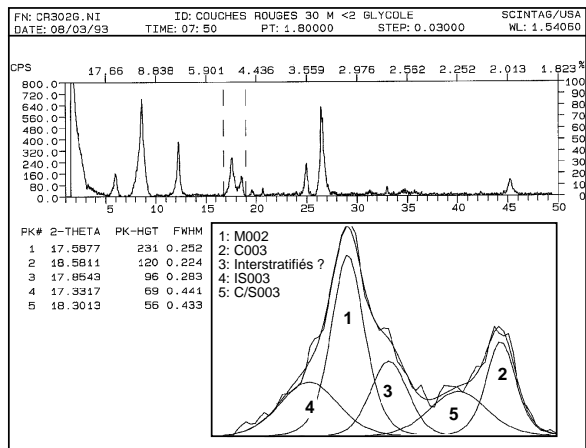


Diagramme D

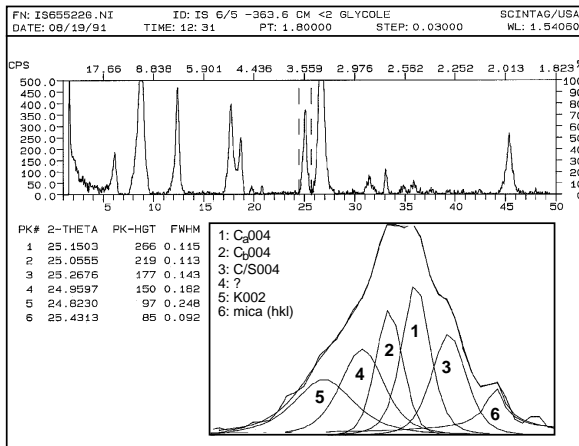


Diagramme E

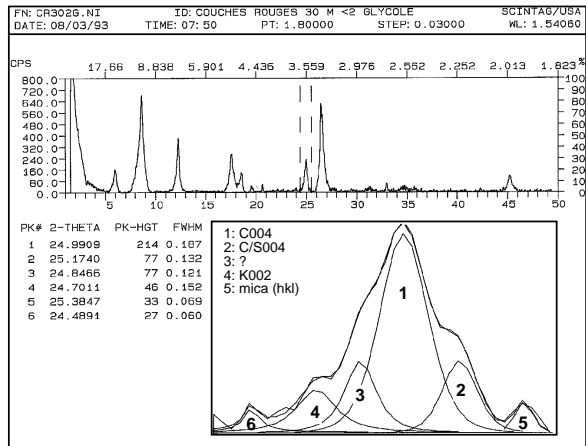


Diagramme F

001, 002 et 003 de la chlorite  
 002 de la kaolinite  
 001 du quartz  
 002 du feldspath potassique  
 002 du plagioclase  
 200 de la pyrite  
 104 de l'hématite  
 020 de la lépidocrocite.

### 2.2.1.1. Détermination des interstratifiés illite-smectite

On désigne sous le nom d'interstratifiés, les minéraux formés par empilement (régulier ou non) de feuillets argileux différents. Leur comportement aux RX dépend donc de la nature des différents feuillets qui les composent. La position des réflexes est fonction des pics propres à chaque composant et à l'abondance relative de ceux-ci. Si aucune séquence répétitive n'est observable, on considère le minéral interstratifié comme irrégulier. Il présente alors un pic dont la forme dépendra du taux d'interstratification. Dans notre cas, les pics se présentent dans les préparation séchées à l'air sous la forme d'une asymétrie vers les petits angles du pic principal du mica (10Å). Après traitement à l'éthylène-glycol, ces interstratifiés se séparent en deux groupes: ceux qui ne montrent pas de pics individualisés mais un bombement entre 11 et 17Å et ceux qui présente un pic vers 17Å. Ce comportement dépend du taux de couches gonflantes interstratifiées, un pic apparaît vers 17Å lorsque la proportion de couches gonflantes est supérieure à 40% (Brindley et Brown, 1980) ou 60% selon Moore et Reynolds (1989).

Dans la présente étude, deux types d'interstratifiés ont été reconnus: des interstratifiés à faible taux de couches gonflantes et des interstratifiés à forts taux de couches gonflantes (= smectite).

Les interstratifiés à faible taux de couches gonflantes se présentent sous forme d'épaulement des pics du mica 001 et 002 (Le bombement entre 11 et 17Å n'a jamais été observé). La position exacte de leur pics varie en fonction du taux de couches gonflantes. Le pic 001/002 de l'interstratifié se reconnaît dans des valeurs d'angles variant autour de  $9.3^{\circ}$  (Exp: Diagramme C, pic N°4); le pic 002/003 se reconnaît dans des valeurs d'angles variant autour de  $17.3^{\circ}$  (Exp: Diagramme D, pic N°4). L'intensité du pic 001/002 a été employée dans les représentations graphiques, car il s'agit du pic le plus fiable dans sa détermination. L'appréciation du taux de couches gonflantes a été réalisée en utilisant la méthode du delta (003-002), selon Reynolds (1980), par désomation des pics des micas 001 et 002 (in Kübler, 1993). Les interstratifiés I/S présents dans les différents forages analysés présentent en général un pourcentage faible de couches gonflantes (< 20%).

Les smectites, quant à elles, se reconnaissent dans la fraction  $<2\mu\text{m}$  séchée à l'air par un pic à  $6^{\circ}$ . Sur les préparation glycolées, on observe un déplacement de ce pic vers  $5.2^{\circ}$  (Exp: Diagramme A, pic N°1) et l'apparition du pic 002 vers  $10.2^{\circ}$  (Exp: Diagramme B, pic N°7).

### 2.2.1.2. Détermination des interstratifiés chlorite-smectite

Comme pour les I/S, les interstratifiés de type chlorite-smectite (C/S) n'ont pu être individualisés que

par désomation des pics 001, 002, 003 et 004 de la chlorite. En effet, dans les préparations glycolées, les C/S se manifestent sous forme d'un épaulement vers les petits angles au niveau des pics 001 (Exp: Diagramme A, pic N°3), 002 (Exp: Diagramme B, pic N°6) et 003 (Exp: Diagramme D, pic N°5) de la chlorite et vers les plus grands angles au niveau du pic 004 de la chlorite (Exp: Diagramme E et F, pics N°3 et 2).

### 2.2.1.3. Détermination de la kaolinite

Les pics reconnus de la kaolinite sont les suivants: 001 vers  $12.35^{\circ}2q$  et 002 à  $24.88^{\circ}2q$ .

En présence chlorite, les pics principaux de la kaolinite s'individualisent assez mal. Il a toutefois été possible, grâce au programme de désomation permettant de localiser avec précision la position des différents pics et d'en calculer l'intensité, de différencier précisément les pics 001 (Exp: Diagramme C, pic N°2) et 002 (Exp: Diagramme F, pic N°4) de la kaolinite. C'est l'intensité du pic 001 qui a été employée dans les représentations graphiques.

Lors des désomation du pic 002 de la kaolinite et 004 de la chlorite, nous avons observé, dans les sédiments lacustres, la présence de deux pics à  $25.05^{\circ}2q$  et  $25.15^{\circ}2q$ ; ces deux pics ont été interprétés comme étant les reflexes de deux chlorites  $C_a004$  et  $C_b004$  (Exp: Diagramme E, pic N°1 et 2), d'origines différentes. Ces deux pics ne s'individualisent pas au niveau du réflexe 002 de la chlorite.

Dans les grès et pélites de la Formation d'Anemzi, nous n'avons observé qu'un seul pic de chlorite (Exp: Diagramme F, pic N°1), ce qui nous amène à supposer que l'autre type de chlorite proviendrait des marnes et calcaires de la Formation d'Agoudim.

### 2.2.2. Quantification des minéraux argileux

Pour les fractions  $<2\mu\text{m}$  et  $2-16\mu\text{m}$ , la quantification des minéraux argileux a été réalisée par "dosage" relatif, en sommant à 100% les intensités mesurées en coups par minute des raies sur les préparations séchées à l'air puis traitées à l'éthylène-glycol. Il s'agit des raies suivantes :

- le mica à  $9.98\text{\AA}$
- la kaolinite à  $7.16\text{\AA}$
- la chlorite à  $7.11\text{\AA}$
- l'illite-smectite à  $9.5\text{\AA}$
- la chlorite-smectite à  $7.3\text{\AA}$
- et la smectite à  $17\text{\AA}$

### 2.2.3. Les micas

Selon le chimisme des micas, les rapports d'intensités de ses pics de diffraction X de la série harmonique (00l) diffèrent (Cramez et Kübler, 1968). Rey et Kübler (1983), en reportant les intensités des pics 001 ( $10\text{\AA}$ ), 002 ( $5\text{\AA}$ ) et 005 ( $2\text{\AA}$ ) du mica sur des diagrammes ternaires, ont pu définir des plages caractéristiques d'une certaine composition chimique, et montrer ainsi, qu'il est possible de déterminer la tendance muscovite-illite-phengite de ces micas (fig. 4.2). Bien que nous ayons utilisé le diffractomètre SCINTAG, les plages rapportées, ci-dessous, ont été délimitée en utilisant un diffractomètre type PHILLIPS.

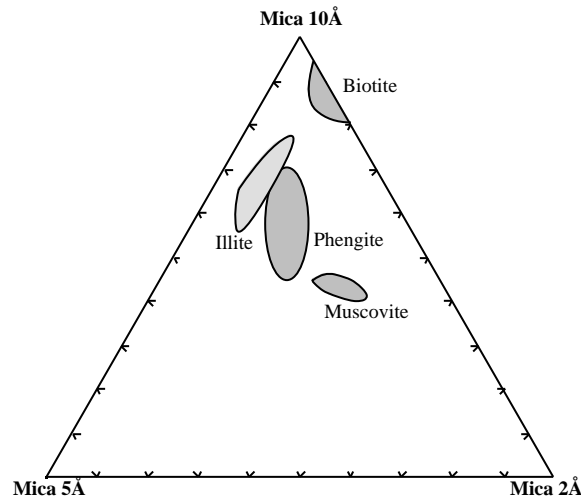


Fig. 4.2: Représentation ternaire des plages de micas selon de Rey-Kübler (1983).

### 2.2.3.1. La cristallinité de l'illite "largeur de Sherrer"

La cristallinité de l'illite ou Indice de Kübler, est la largeur du pic principal du mica (à 10Å) à mi-hauteur (Kübler 1964, 1967). Elle permet une zonéographie quantitative du métamorphisme. Goy-Eggenberger et Kübler (1990) ont recalibré les limites de zones pour le diffractogramme Scintag ( $^{\circ}2$  Cu K avec  $\lambda = 1.54060 \text{ \AA}$ ).

Diagenèse LS  $> 0.33 \text{ }^{\circ}2$

Anchizone LS =  $0.22 - 0.33 \text{ }^{\circ}2$

Epizone LS  $< 0.22 \text{ }^{\circ}2$

### 2.2.4. La chlorite

Comme pour les micas, le chimisme d'une chlorite peut être approché par la représentation ternaire de ses pics 001, 002 et 003 de sa série harmonique. Oinuma et al. (1972) définissent des plages selon leur enrichissement en Al, en Mg ou en Fe (fig. 4.3).

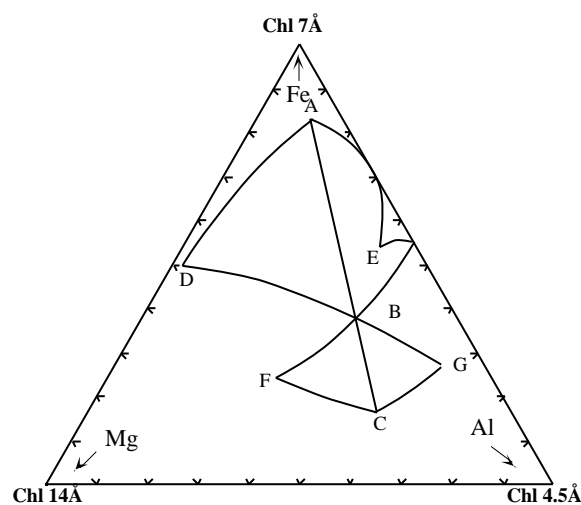


Fig. 4.3: Représentation ternaire des plages des chlorites selon Oinuma et al (1972)

### 3. Résultats

#### 3.1. Minéralogie du bassin versant

- **Travaux antérieurs**

Studer en 1987, dans son étude des roches sédimentaires de la région limitrophe de Tounfit-Tirrhist (Est du lac Isli), a effectué des analyses minéralogiques sur les échantillons provenant des formations d'Agoudime et celle d'Anemzi. Cette étude montre que :

-Dans les marnes aaléniennes, la calcite est peu importante (20%). La proportion de ce minéral augmente, cependant, progressivement pendant le Bajocien. Le résidu argileux montre une évolution inverse. Le quartz et les plagioclases sont localement très abondants (40%). La dolomite n'apparaît qu'épisodiquement en faibles teneurs (< 5%). Dans la phase argileuse, les seuls minéraux représentés sont la chlorite et les micas; la chlorite diminuant légèrement de l'Aalénien au Bajocien.

-Dans la formation détritique d'Anemzi (Bathonien), la calcite diminue progressivement et ne se trouve plus qu'en trace dans les bancs les plus jeunes. Le quartz et les plagioclases dominent avec une moyenne de 60%. Le résidu argileux montre une distribution analogue à celle de la formation précédente, avec cependant des zones plus riches en chlorite.

##### 3.1.1. Roche totale

###### 3.1.1.1. Roches en place

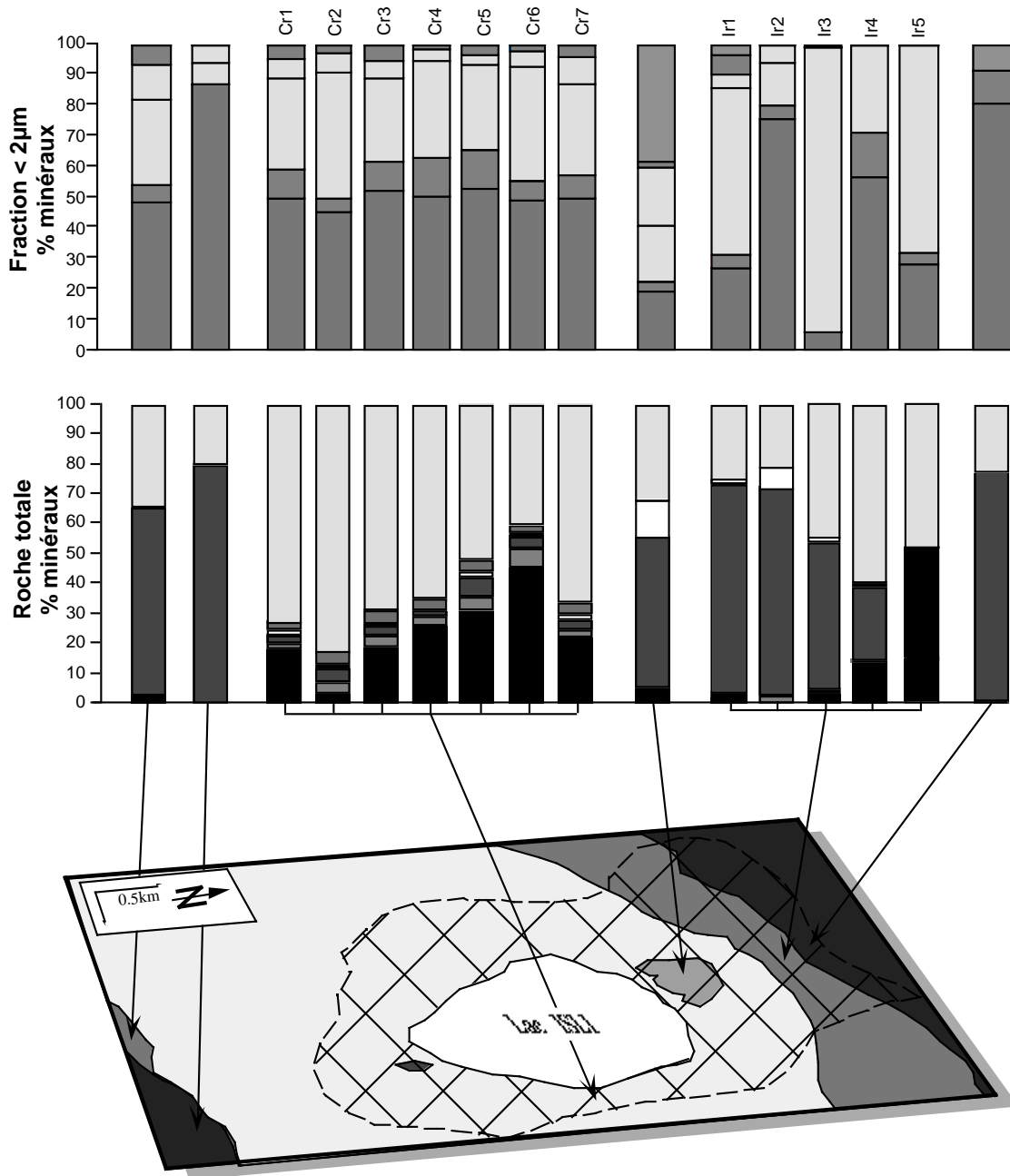
Les teneurs des minéraux (exprimés en pour-cent) reconnus dans les différentes lithologies du bassin versant du lac Isli, sont reportées sur la figure 4.4.

Les pélites de la formation d'Anemzi constituent la source prédominante du quartz (moyenne 25%) et d'hématite (jusqu'à 5%). Par ailleurs, c'est dans cette formation qu'on retrouve les plus grandes teneurs en phyllosilicates (jusqu'à 82%).

La calcite est présente dans les calcaires oolithiques du Bajocien (moyenne 79%), dans les passées calcaires de la Formation d'Agoudime (69%), alors que dans les marnes de cette formation elle n'atteint que 48%). La calcite se retrouve aussi en assez grandes proportions dans la matrice du conglomérat polygénique, avec une teneur de 60%.

La dolomite est essentiellement présente dans la matrice du conglomérat polygénique avec une teneur de 13%. On la retrouve dans deux échantillons des calcaires de la formation d'Agoudime, avec des teneurs de 5% et 2% et avec des teneurs inférieures à 1% dans certains échantillons de la Formation d'Anemzi.

Le calcul du taux de  $MgCO_3$  incorporé dans la calcite montre que celle-ci n'est jamais stoechiométrique mais qu'elle contient en moyenne (sur 15 échantillons) 1.695 mole% (avec un écart type de 0.658%) de  $MgCO_3$ .



### Légende carte

#### Pontien? Miopliocène?

■ Conglomérats polygéniques.

#### Bathonien

■ Formation d' "Anemzi" : Grès et pélites rouges, grès calcaires et marnes gréseuses rouges et vertes.

#### Bajocien

■ Formation d' "Agoudime" : Calcaires biodétritiques et marnes versicolores fossilifères.

■ Calcaire oolithiques à coraux.

■ Bassin versant du lac Isli.

### Roche totale

■ Indosés + phyllosilicates

■ Hématite

■ Dolomite

■ Calcite

■ Plagioclases

■ Quartz

### Fraction <math>< 2\mu\text{m}</math>

■ Smectite

■ Chlorite

■ Mica

■ I/S

■ Kaolinite

■ Chl/S

**Fig. 4.4: Composition minéralogique de la roche totale et de la fraction <math>< 2\mu\text{m}</math> des différentes lithologies rencontrées dans le bassin versant du lac Isli**

### 3.1.1.2. Lits des oueds

Les teneurs en minéraux (exprimés en pour-cent) reconnus dans les sédiments récoltés dans des lits d'oueds se déversant dans le lac Isli, sont reportées sur la figure 4.5a.

Cette figure montre que le matériel transporté par les oueds creusés dans les formations rouges est essentiellement composé de quartz, de phyllosilicates et d'hématite. Les oueds prenant naissance dans les marnes et les calcaires, en l'occurrence R23 et R24, contiennent plus de calcite.

L'aragonite a été observée dans 2 échantillons récoltés dans les oueds 20 et 23. Ces oueds sont entaillés dans les terrasses et plages abandonnées par le lac après la chute de son niveau, durant les deux dernières décennies. Comme l'aragonite n'est présente dans aucune formation du bassin versant, celle-ci proviendrait donc, du remaniement des sédiments lacustres aujourd'hui émergés.

### 3.1.2. Fraction <2µm

#### 3.1.2.1. Roches en place

Dans les couches rouges de la Formation d'Anemzi, la distribution des minéraux argileux est très uniforme (fig. 4.4). Les micas et la chlorite sont les minéraux les plus dominants, avec respectivement 50 et 32%. Les interstratifiés de types I/S et C/S sont présents en trace avec des teneurs respectives de 9% et 3%. La kaolinite est présente avec une teneur moyenne de 5.5%. Les minéraux en grain présents sont le quartz, les plagioclases, les feldspaths potassiques et l'hématite.

Dans la Formation d'Agoudime (fig. 4.4), on rencontre les mêmes minéraux argileux (micas, chlorite, I/S, C/S et kaolinite) avec, cependant, des teneurs plus variables pour le mica (de 6 à 75%) et la chlorite (de 13 à 93%).

La smectite est présente uniquement dans trois échantillons: Dans la formation d'Agoudime avec 3%, dans les calcaires oolithiques à coraux 8% et, en plus grandes proportions, dans la matrice des conglomérats polygéniques (38% de la fraction argileuse). Cette matrice est, en outre, relativement riche en kaolinite (environ 20%).

Dans les échantillons prélevés dans les pélites de la Formation d'Anemzi, dans les marnes de la Formation d'Agoudim et dans la matrice des conglomérats, les pics des micas sont généralement larges avec des LS variant entre 0.3 et 0.6°2. En revanche, dans les calcaires de la Formation d'Agoudim, les micas sont mieux cristallisés avec une LS de l'ordre de 0.2°2.

#### 3.1.2.2. Lits des oueds

Les résultats des analyses de la fraction <2µm, exprimé en % relatifs, des sédiments récoltés dans les lits des oueds sont présentés sur la figure 4.5b.

Ces analyses montrent que, pour tous les oueds, la répartition des minéraux argileux transportés est plus ou moins similaire: Les teneurs moyennes en micas, chlorite, kaolinite, I/S et C/S sont respectivement de 53%, 26%, 10%, 4.5% et 5%. La smectite n'a été reconnue dans aucun échantillon.

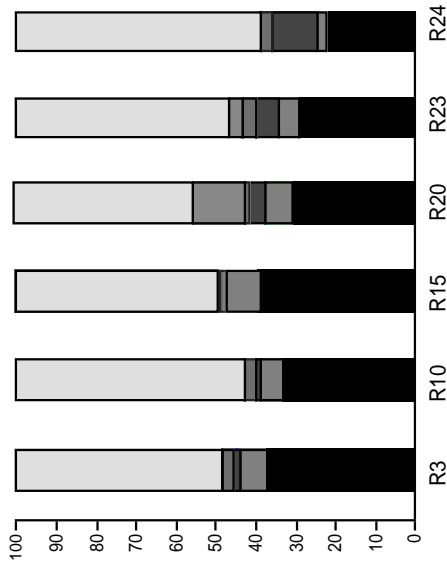


fig. 4.5a: Composition minéralogique de la roche totale, exprimée en %, des matériaux récoltés dans les lits des oueds se deversant dans le lac Isli.

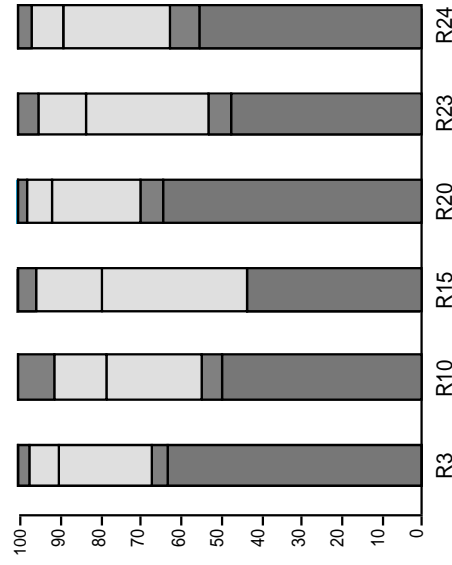


fig. 4.5b: Composition minéralogique de la fraction <2µm, exprimée en %, des matériaux récoltés dans les lits des oueds se deversant dans le lac Isli.

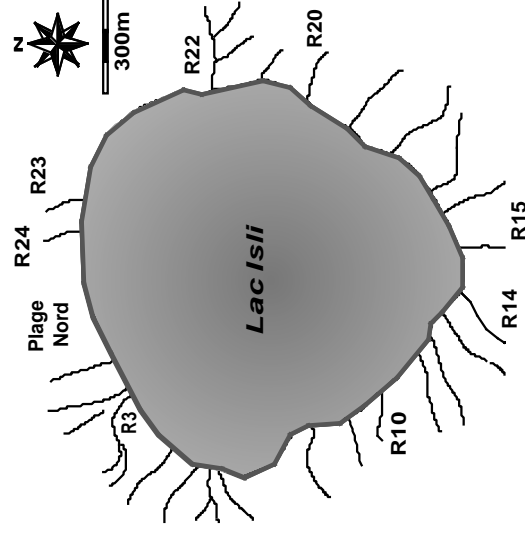
**Légende**

- Quartz
- Plagioclases
- Calcite
- Hématite
- Aragonite
- Indosés.+ phyllosilicates

**Légende**

- Mica
- Chlorite
- IS
- Kaolinite
- Chl/s

**Minéralogie du matériel récolté dans les lits des oued (Roche totale et fraction < 2µm)**



Localisation et numérotation des différents sites d'échantillonnage (R = Rio ou Ouéd).

Les pics des micas présents sont larges avec des LS variant entre 0.3 et 0.6°2 .

### .3.1.3. Fraction 2-16 µm

#### 3.1.3.1. *Roches en place*

Dans les pélites de la formation d'Anemzi, la distribution des minéraux argileux est semblable à celle de la fraction <2µm: la chlorite (35%) et les micas (65%). Pour la formation d'Agoudime, les teneurs en micas varient de 10% à 80%. Les minéraux en grain reconnus sont le quartz, le feldspath-K, le plagioclase et l'hématite (plus abondante dans les grès et pélites de la Formation d'Anemzi). La pyrite n'est présente que dans un seul échantillon prélevé dans les calcaires corniches de la Formation d'Agoudim.

Dans la matrice des conglomérats polygéniques, les micas et la chlorite sont à égales proportions. Pour les minéraux en grains, le quartz constitue la phase dominante suivie par les plagioclases.

#### 3.1.3.2 . *Lits des oueds*

Dans le matériel récolté dans les lits des oueds, le mica et la chlorite sont les seuls minéraux argileux présents. La teneur des micas varie entre 53% et 59%. Les minéraux en grains identifiés dans cette fraction sont le quartz, les plagioclases, l'hématite et les feldspaths-K.

### 3.1.2. Conclusions préliminaires sur les apports

Bien que le bassin versant du lac Isli soit assez restreint, on y rencontre plusieurs lithologies présentant des assemblages minéralogiques variés où le quartz et la calcite sont les minéraux dominants. D'autres minéraux, non moins importants, ont pu être répertoriés, il s'agit de la dolomite, de l'hématite, des plagioclases et en moindre proportions des feldspaths-K. Ces minéraux, une fois érodés de la roche mère, sont transportés par les oueds puis acheminés vers le lac. Durant ce transport, une homogénéisation s'effectue, aboutissant à un mélange minéralogique similaire pour tous les oueds, indépendamment des lithologies dans lesquels ces derniers sont entaillés. Il existe néanmoins des exceptions. En effet, l'aragonite, absente dans les roches du bassin versant, a été détectée dans les sédiments de certains oueds. Celle-ci, proviendrait probablement de l'érosion des craies et limons lacustres affleurant autour du lac. La dolomite, présente essentiellement dans la matrice carbonatée des conglomérats tertio-quaternaires, n'a pu être détectée dans les sédiments récoltés dans les oueds.

Les minéraux argileux présents sont principalement le mica et la chlorite et en moindre proportion la kaolinite et des interstratifiés de type I/S et C/S très peu gonflants (10 à 20%). La smectite, quant à elle, est présente sporadiquement; elle se retrouve principalement dans la matrice des conglomérats tertio-quaternaires. Comme pour les minéraux de la roche totale, une homogénéisation, aussi bien qualitative que quantitative, s'effectue lors du transport par les oueds. La smectite est toutefois absente dans les sédiments récoltés dans ces oueds.

### 3.2. Pièges à sédiments

Lors de la mission au plateau des lacs effectuée en 1992, et durant toute la période de son déroulement, des pièges à sédiments, installés au centre du lac (sur une même colonne) à des profondeurs de 10m, 50m et 85m, ont fait l'objet d'une analyse minéralogique. Les résultats sont représentés en pourcentages dans la figure 4.6.

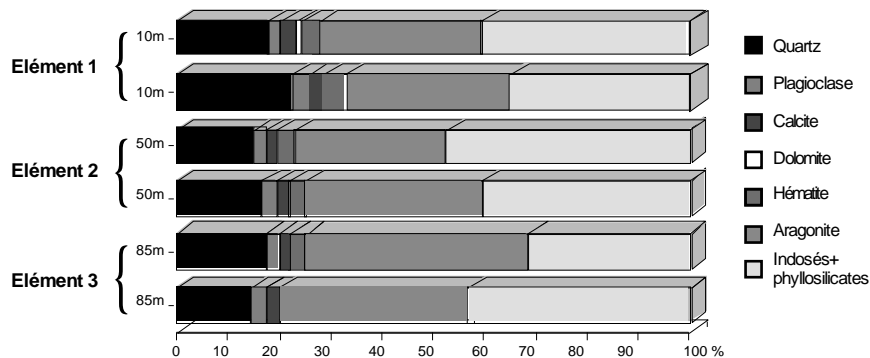


Fig. 4.6: Minéralogie de la roche totale (%), du matériel récolté dans les pièges à sédiments

Dans ces sédiments, l'aragonite est le minéral carbonaté dominant avec des teneurs de 30 à 40% de roche totale, la calcite n'est présente qu'en faibles proportions (<4%). Le quartz constitue 15 à 20% de la roche totale et les phyllosilicates 30 à 50%.

En outre, sur les bordures du lac, on trouve de fins cristaux résultant de l'évaporation des eaux du lac et/ou celle des eaux de percolation. Ces cristaux disparaissent après la pluie pour réapparaître aussitôt après. L'analyse minéralogique par diffraction aux RX de ce matériel montre que celui-ci contient de la halite et de la thénardite ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ). En l'absence de standard de la thénardite, nous n'avons pu la doser. Le rapport thénardite / halite équivaut à environ 2,5.

Il ressort de ces analyses, qu'actuellement, l'aragonite est le minéral carbonaté précipitant dans la colonne d'eau. Sur les bordures du lac, où l'évaporation est plus intense qu'au centre du lac, la précipitation d'halite et de thénardite est observée.

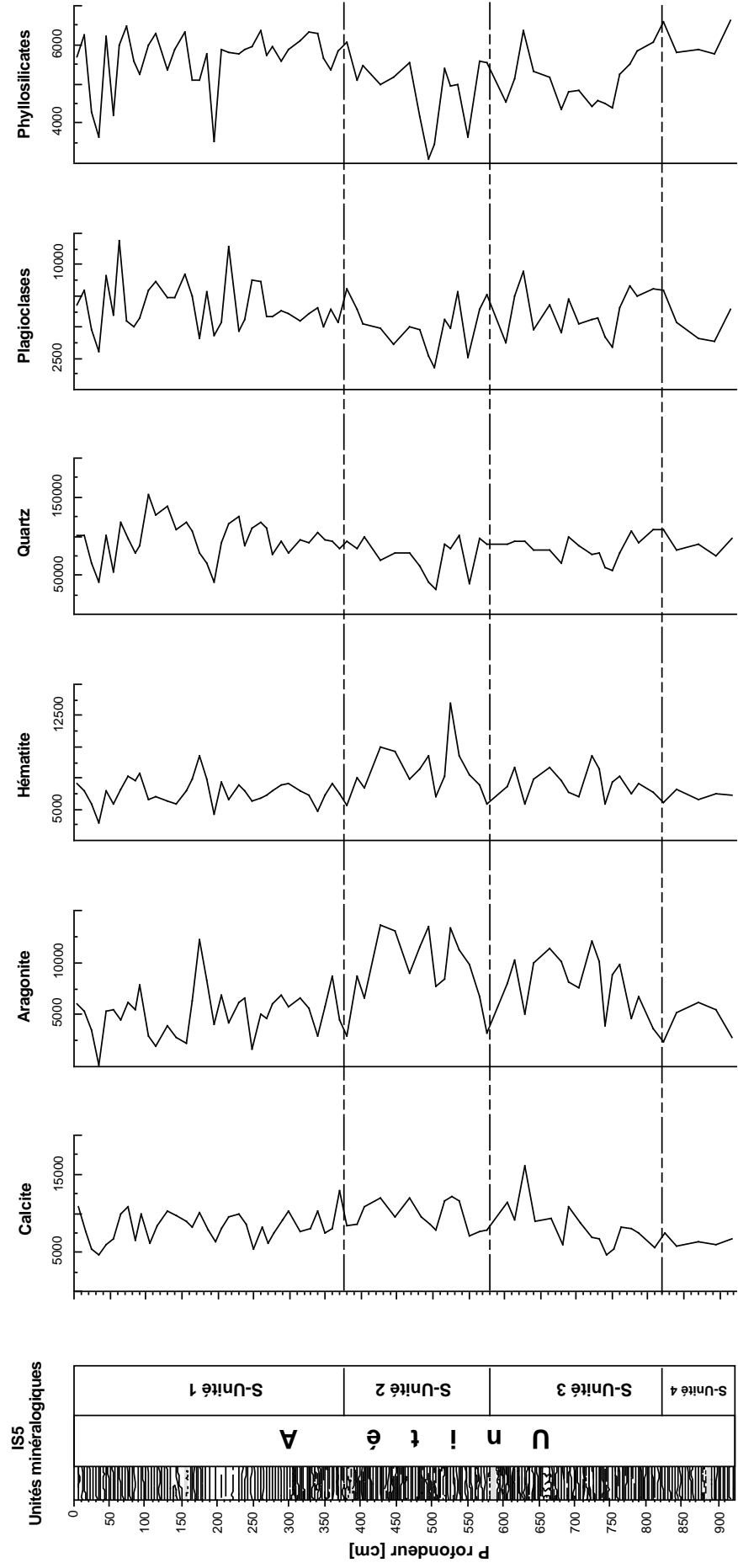
### 3.3. Minéralogie de la carotte IS5

#### 3.3.1. Roche totale

Les analyses de la roche totale par diffraction aux rayons X montrent la même association minéralogique au travers de toute la carotte (fig. 4.7): C'est l'unité A. Les minéraux reconnus sont : le quartz, la calcite, l'aragonite, l'hématite, les plagioclases et les phyllosilicates. La pyrite est absente dans cette carotte alors que l'aragonite est omniprésente.

Les variations des teneurs des minéraux exprimées en % (fig. 4.8) permettent de subdiviser cette carotte en 4 sous-unités. Cette subdivision est essentiellement basée sur l'évolution des teneurs en aragonite:

**Fig. 4.7: LAC ISLI, CAROTTE IS5**  
**Minéralogie de la roche totale, en coups par minute (CPM).**



- **Sous-unité 1 (0cm - 380cm) :**

Se caractérise par une teneur moyenne d'aragonite de 7% avec un écart type de 3.5%. L'intervalle compris entre 100 et 150cm, présente un appauvrissement en aragonite et un enrichissement en plagioclases et en quartz.

- **Sous-unité 2 (380cm - 580cm) :**

Correspond au premier cycle d'aragonite (voir introduction). La moyenne de la teneur en aragonite est de 15% avec un écart type de 5.6%. Le quartz diminue en parallèle (moyenne de 20%).

- **Sous-unité 3 (580cm - 820cm) :**

Correspond au deuxième cycle d'aragonite, la teneur moyenne d'aragonite diminue à 11% ( $\pm 4\%$ ). La teneur en quartz augmente légèrement pour atteindre une moyenne de 22%.

- **Sous-unité 4 (820cm - 924cm) :**

Correspond au troisième cycle d'aragonite. La moyenne de celle-ci diminue pour atteindre une moyenne égale à 6%. La teneur en quartz reste identique à celle de la sous-unité 3

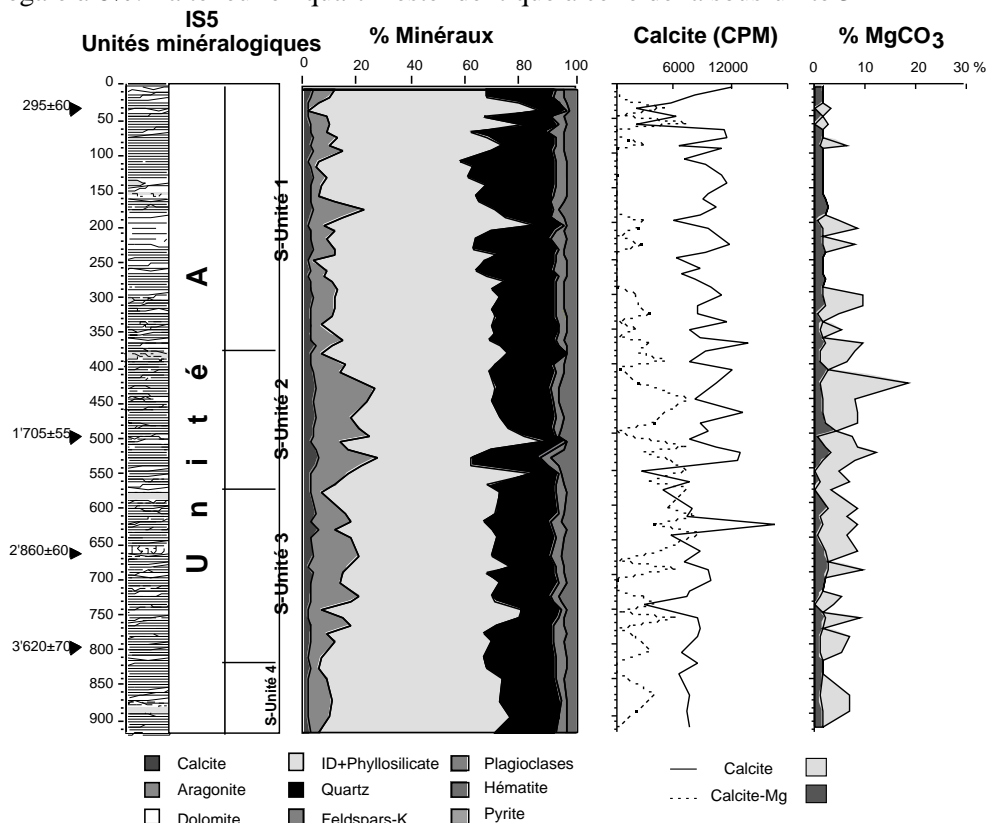


Fig. 4.8: Carotte IS5, répartition des minéraux de la roche totale (%) et variations des teneurs en  $MgCO_3$  de la calcite en fonction de la profondeur.

Au travers de toute la carotte, les teneurs de la calcite montre ne dépassant jamais les 6%. Elles varient plus ou moins parallèlement à l'aragonite, sauf à la base de la carotte où elles restent constantes. Les phyllosilicates (additionnés aux indosés) dominent dans toute la carotte. Ils constituent plus 50% de la

roche totale et montrent une évolution inverse à celle des minéraux carbonatés.

### 3.3.1.1. Calcite Magnésienne

Le calcul du taux de  $MgCO_3$  incorporé dans la maille calcitique, indique que la calcite, quand elle est présente, n'est jamais stoechiométrique mais qu'elle contient 1.2% de  $MgCO_3$ . La calcite magnésienne, déterminé par désommation du pic principal de la calcite, est présente dans la quasi-totalité de la carotte. Elle se retrouve principalement dans l'intervalle compris entre 300cm et 750cm avec des teneurs moyennes en  $MgCO_3$  d'environ 5 à 7% (fig. 4.8) et suit une évolution inverse à celle de l'aragonite. On soulignera, en outre, la quasi-disparition de la Mg-calcite dans la sous-unité 1.

### 3.3.2. Fraction <2 $\mu$ m

Les minéraux argileux reconnus dans cette fraction sont le mica, la chlorite, la kaolinite et des interstratifiés de type illite-smectite et chlorite-smectite. La distribution de ces minéraux en fonction de la profondeur, reportée sur la figure 4.9, montre que :

- Les micas, la chlorite et les interstratifiés I/S suivent une évolution parallèle. Ainsi depuis la base de la carotte jusqu'au sommet de la sous-unité 2, on observe une diminution graduelle des intensités brutes. La base de la sous-unité 1 se marque par une augmentation rapide suivie d'une diminution des intensités. A 100cm, on observe une nouvelle augmentation brutale des teneurs, celles-ci vont en diminuant jusqu'au sommet de la carotte.
- La kaolinite montre une faible diminution depuis la base de la carotte vers son sommet.
- Les interstratifiés de type C/S, suivent une évolution différente. Leurs intensités ne dépassent que rarement 3000 CPM. Les teneurs les plus élevées sont observées au niveau des sous-unités 4 et 3.

En dépit des variations des teneurs brutes, le "dosage" relatif (fig. 4.11) montre, tout au long de la carotte, une distribution uniforme des minéraux argileux reconnus: Le mica est le minéral dominant avec une teneur moyenne de 50%, suivi par la chlorite (26%), la kaolinite (10%), les I/S (10%) et par la C/S (4%).

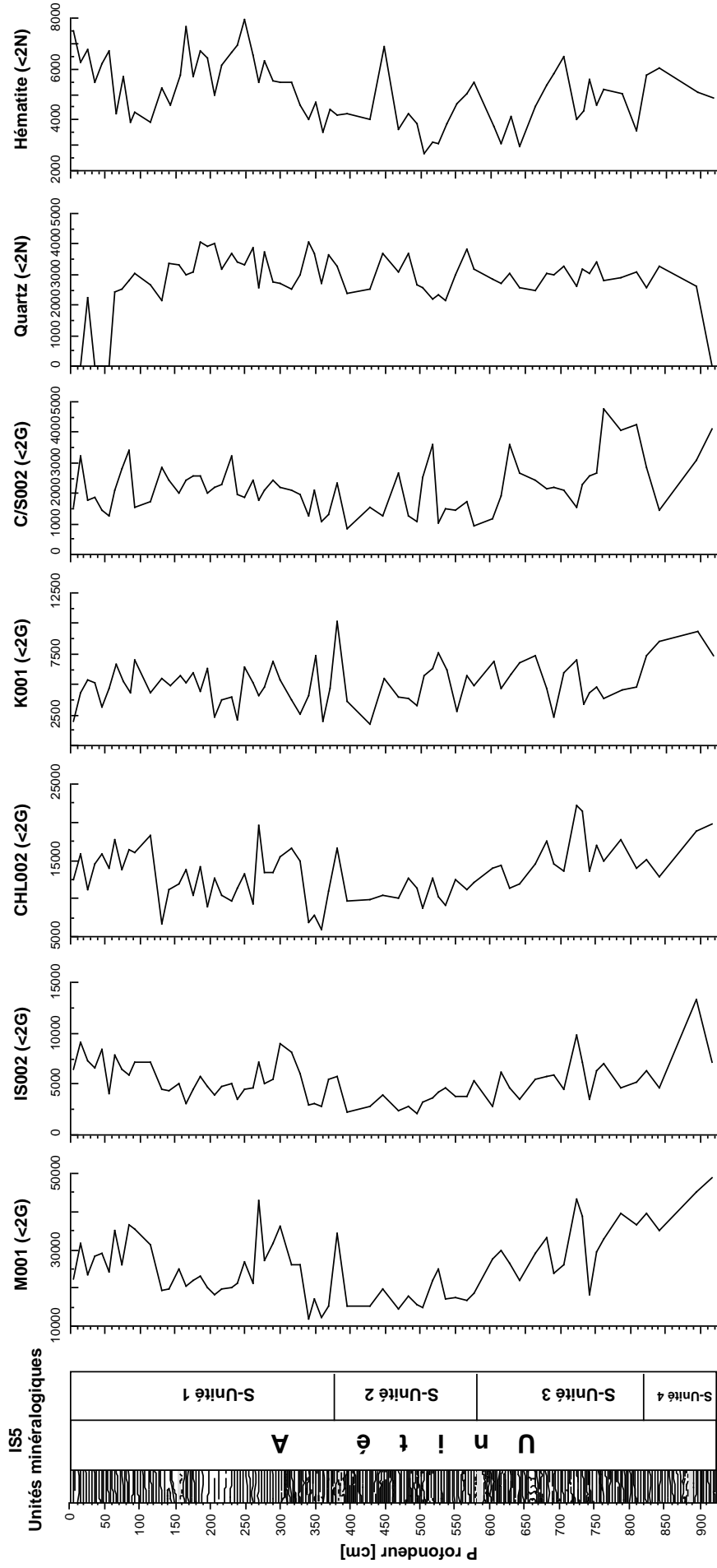
La largeur de Scherrer (LS) évolue parallèlement aux teneurs en I/S (fig. 4.11). Elle varie entre 0.47 et 0.74 $^{\circ}$ 2 .

La projection des intensités des micas dans le diagramme ternaire de Rey-Kübler montre une tendance phengitique des micas observés dans cette carotte. La représentation ternaire des pics 001, 002 et 003 des chlorites selon Oinuma et al. montre un regroupement des points dans la plage ABD reflétant une composition riche en Fe (surtout) et en Mg (fig. 4.12).

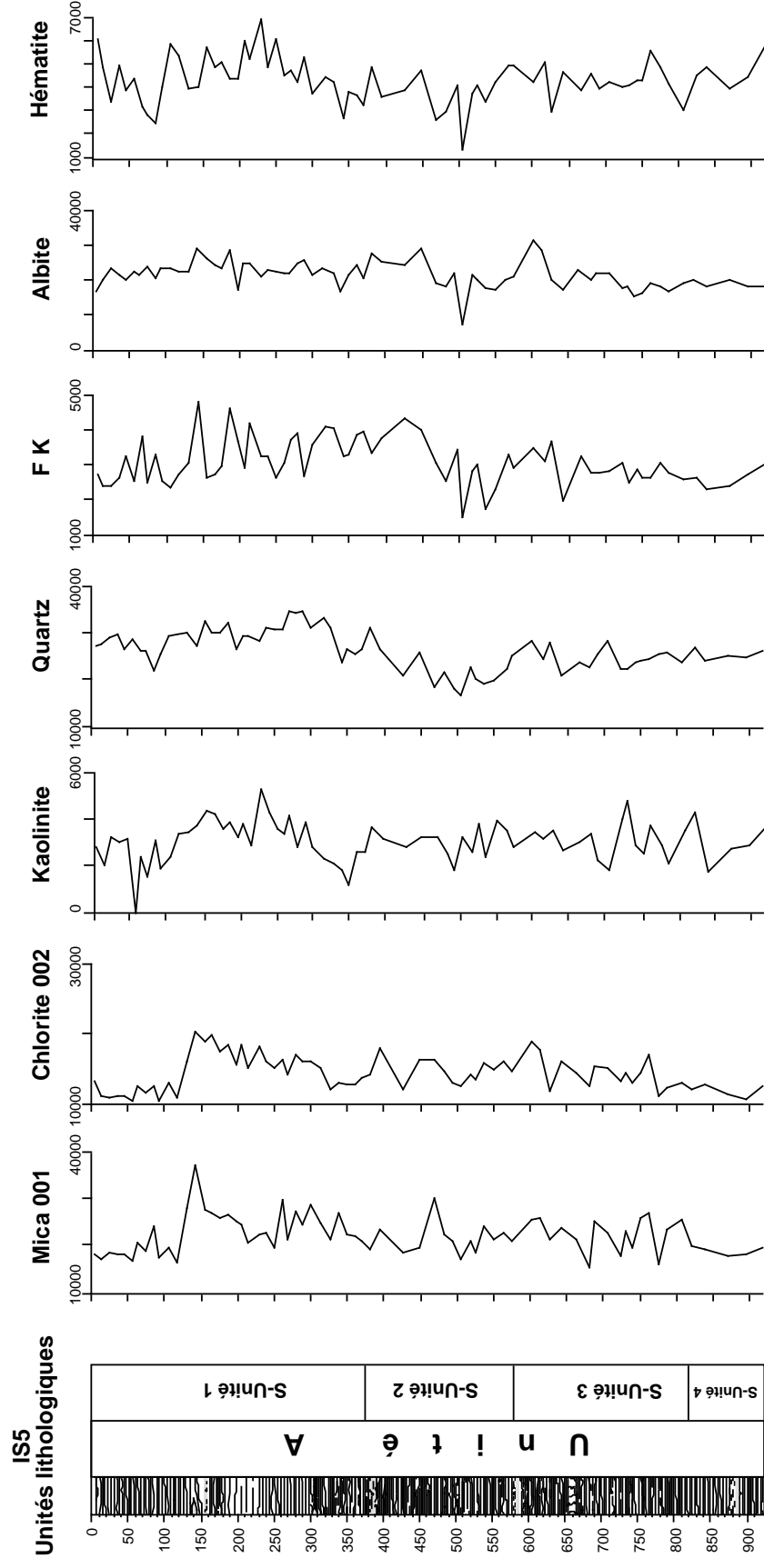
### 3.2.3. Fraction 2-16 $\mu$ m

La répartition des minéraux argileux et accessoires reconnus dans cette fraction sont présentés sur la figure 4.10. Les minéraux reconnus sont le mica, la chlorite et la kaolinite. La chlorite suit une évolution parallèle à celle des micas avec une augmentation progressive depuis la base de la carotte jusqu'à une profondeur de 150 cm où les intensités chutent brutalement. La kaolinite montre une évolution uniforme au travers de toute la carotte avec des teneurs ne dépassant pas 5000 CPM.

**Fig. 4.9: LAC ISLI, CAROTTE IS5**  
 Minéralogie de la fraction <math>< 2\mu\text{m}</math>, en coups par minute (CPM).



**Fig. 4.10: LAC ISLI, CAROTTE IS5**  
 Minéralogie de la fraction 2 - 16 µm, en coups par minute (CPM).



La quantification des minéraux argileux montrent, comme pour la fraction  $<2\mu\text{m}$ , une distribution uniforme au travers de toute la carotte. En effet, le mica est le minéral dominant avec un taux de 60%, suivi par la chlorite (35 à 40%). La kaolinite représente environ 5 à 10% de la fraction argileuse.

La représentation ternaire des chlorites montrent que celles-ci présentent plus ou moins les mêmes caractéristiques que celles observées dans la fraction  $<2\mu\text{m}$ . En revanche, pour les micas, on observe une migration des points de projection vers la plage des muscovites due à l'influence des I/S.

Les minéraux en grains présents sont le quartz, le feldspath potassique, le plagioclase et l'hématite. La teneur en quartz diminue au passage des sous-unités 1 et 2 alors que celle du feldspath potassique diminue avant cette limite. L'hématite augmente dans la sous-unité 1.

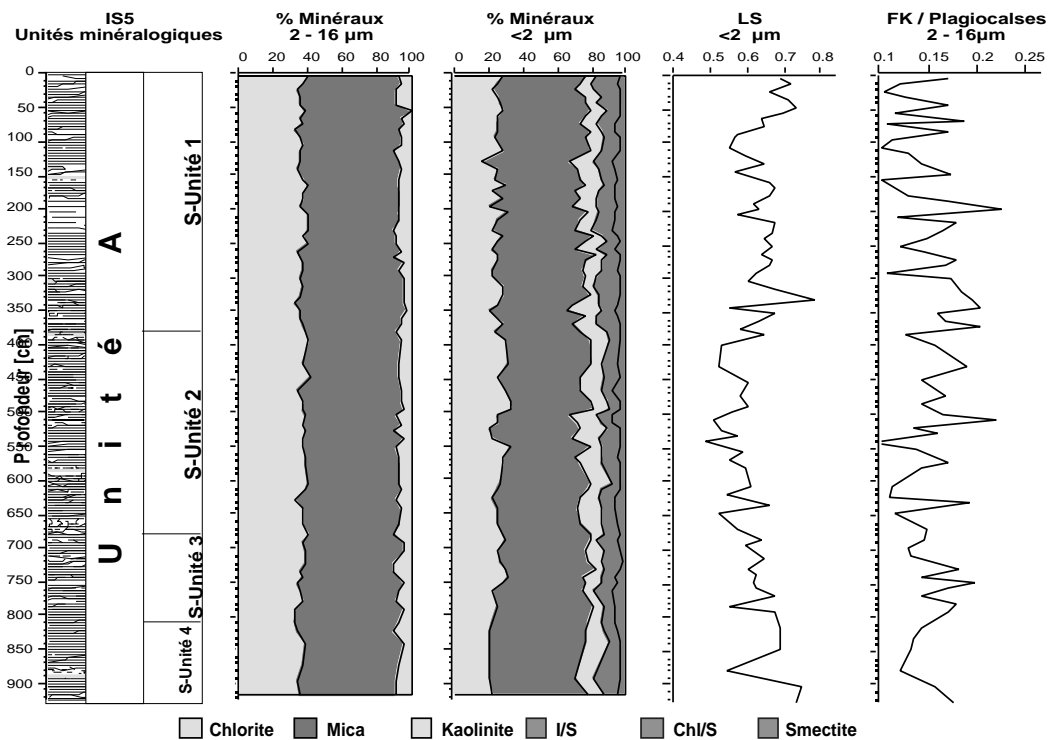


Fig. 4.11: Carotte IS5, %relatifs des fractions  $<2$  et  $2-16\mu\text{m}$ , LS et rapport FK/plagioclases

### 3.2.4. Conclusions préliminaires sur la carotte IS5

De l'analyse de la roche totale de la carotte IS5 il ressort que:

- Toute la carotte est constituée par le même assemblage minéralogique où l'aragonite est le minéral carbonaté dominant. Cette assemblage correspond l'unité minéralogique A.
- L'évolution des teneurs en aragonite nous a donc permis de subdiviser cette unité en 4 sous-unités.

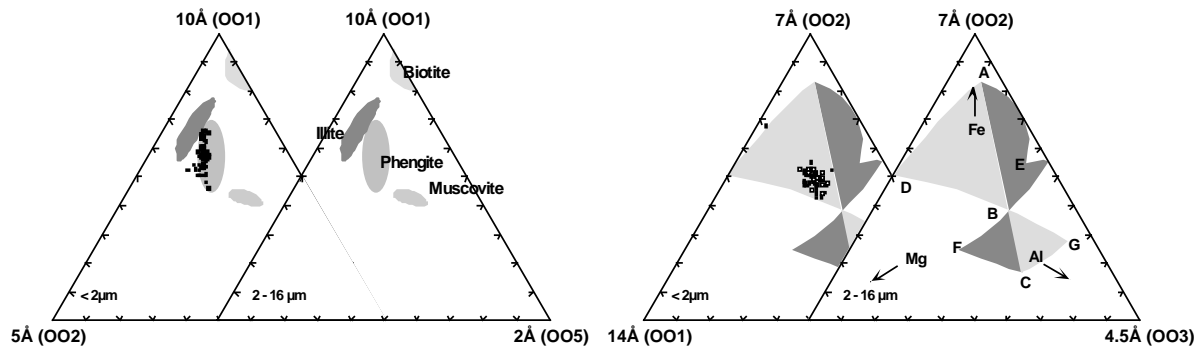
De l'analyse des minéraux argileux il ressort que:

- En dépit des variations en intensités brutes des minéraux argileux, la quantification de ces derniers, par dosage relatif, montre une distribution uniforme au travers de toute la carotte.
- L'existence d'une analogie avec les sédiments récoltés dans les lits des oueds, aussi bien qualitativement que quantitativement.

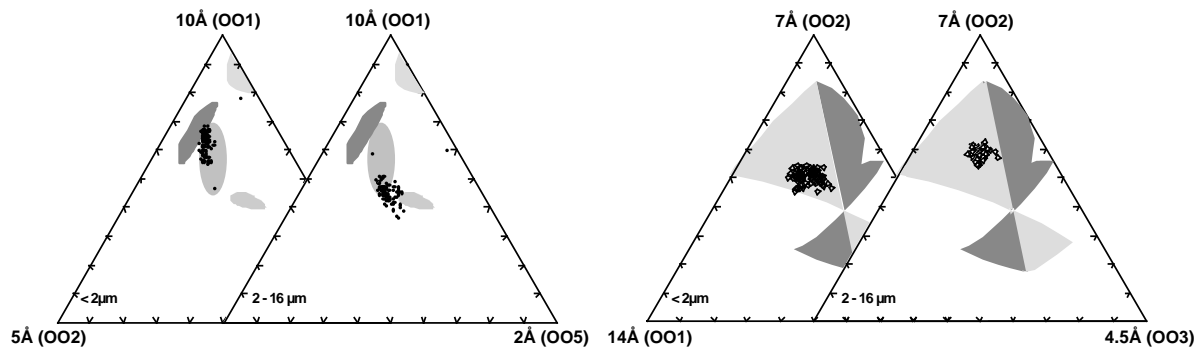
Fig. 4.12: Représentations ternaires des micas et des chlorites

Représentation ternaire des micas  
Sebn ReyKübler (1983)

Représentation ternaire des chlorites  
Sebn Ohuma et al (1972)

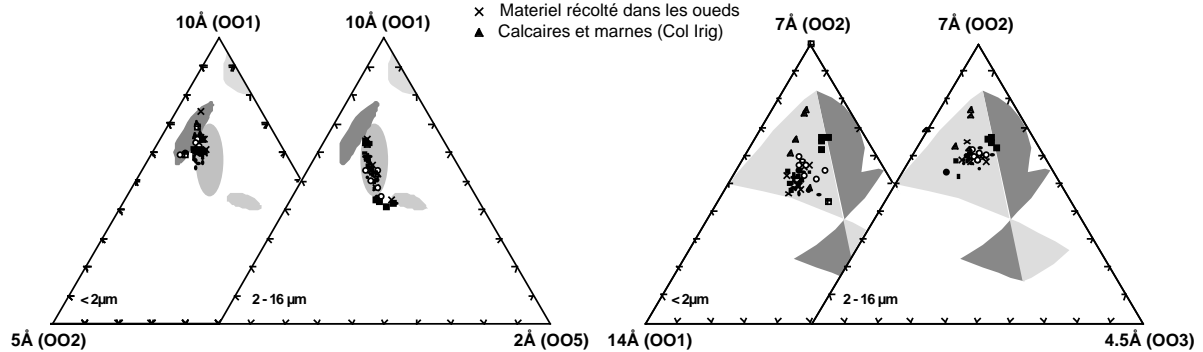


Carotte IS6



Carotte IS5

- Pérites de la formation d'Anemzi
- Craies de Tasgount
- Matrice du conglomérat mioplio?
- ▣ Calcaires des crêtes S et N
- Craies de la terrasse A1
- Craies de la terrasse B
- × Matériel récolté dans les oueds
- ▲ Calcaires et marnes (Col Irig)



Echantillons récoltés dans le bassin versant du lac Isli. Les échantillons prélevés dans les craies et les terrasses sont inclus.

### 3.4. Minéralogie de la carotte IS6

#### 3.4.1. Roche totale

Les variations des teneurs des minéraux en grains reconnus, exprimés en intensité brutes (coups par minute, CPM), sont reportées sur la figure 4.13. Les résultats du dosage semi-quantitatif, exprimés en %, sont reportés sur la figure 4.14.

Les variations des différentes associations minéralogiques reconnues dans cette carotte permettent de la subdiviser en trois unités bien individualisées :

- **Unité sommitale A (0cm à 265cm):**

Dans cette unité, le minéral carbonaté dominant est l'aragonite avec des teneurs atteignant 20% de la roche totale, alors que la calcite n'est présente qu'en faibles quantités ( 3%). Cette dernière ne varie que faiblement, avec un maximum de 4.6% et un minimum de 1.5%. La dolomite n'est présente que sporadiquement et en traces. Le quartz montre des teneurs avoisinants les 25%, le plagioclase est présent en moindre quantité ( 4%). L'hématite est présente avec une teneur moyenne de 5% et les phyllosilicates (plus les indosés), plus abondants, représentent plus de 53% de la roche totale.

- **Unité médiane C (265cm à 566cm):**

Cette unité se caractérise par la disparition de l'aragonite. La teneur de la calcite accuse une légère augmentation et atteint une moyenne 6.5%. Le quartz, le plagioclases et les phyllosilicates voient leurs teneurs augmenter légèrement, avec respectivement 28%, 5% et 57%. L'hématite, quant à elle, accuse une légère diminution.

La monohydrocalcite ( $\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) n'est présente que dans un seul échantillon. En l'absence de standard, elle n'a pu être dosée.

La dolomite et les feldspaths- $\text{K}^*$  sont présents sporadiquement. La greigite ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ), identifiée par la susceptibilité magnétique, n'a pu être déterminée par diffraction aux RX. En effet, ce minéral est très instable au contact de l'air.

- **Unité basale D (566cm à 714cm) :**

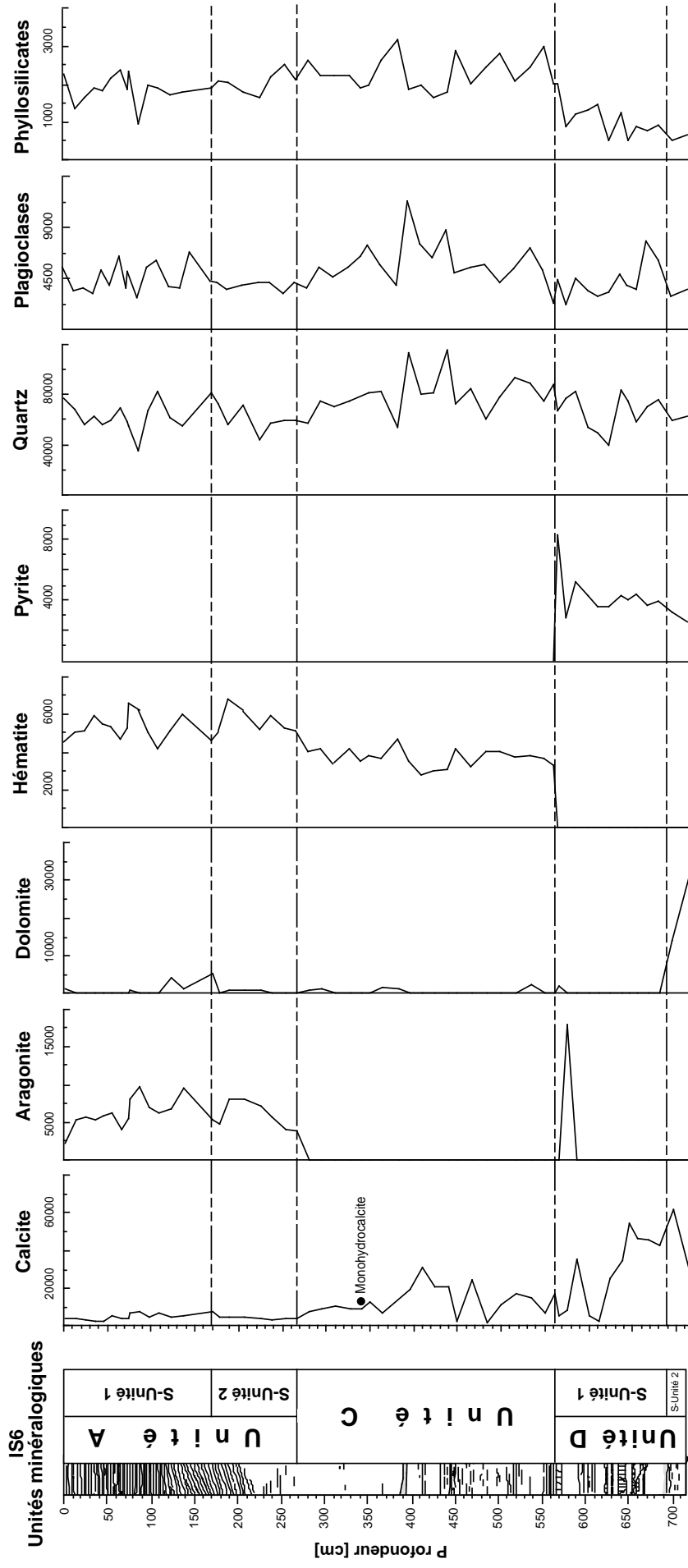
La transition entre l'unité C et D se marque par l'apparition de pyrite qui se fait au détriment de l'hématite présente dans les deux unités sus-jacentes C et A. Cette apparition est accompagnée par l'augmentation des teneurs en calcite aux dépend des minéraux détritiques tels que le quartz, les plagioclases, et les phyllosilicates. L'aragonite réapparaît dans un seul échantillon, au sommet de cette unité, avec une teneur de 36%.

La base de la carotte (unité 3b) se différencie par la présence de dolomite, avec des teneurs de 9% et 19%, dans les deux derniers échantillons.

---

\* Les intensités du feldspath-K, ne figurent pas sur la figure 13, car ce minéral n'est présent que sporadiquement et en faibles intensités.

**Fig. 4.13: LAC ISLI, CAROTTE IS6**  
**Minéralogie de la roche totale, en coups par minute (CPM).**



3.41.1 Teneurs en  $MgCO_3$ 

La calcite, comme pour la carotte IS5, n'est jamais stoechiométrique (voir fig. 4.14). Elle montre, dans les deux premiers unités (A et C) des taux de  $MgCO_3$  assez constants d'environ 1.5%. Cette teneur augmente dans l'unité D, pour atteindre une valeur 5% avant de décroître à la base de la carotte. La calcite magnésienne est présente dans le sommet de l'unité A et dans la sous-unité 1 de l'unité D (D1), avec un taux moyen de  $MgCO_3$  4%. Dans l'unité médiane (C), on ne la retrouve que dans 3 échantillons mais avec de fortes teneurs en  $MgCO_3$  (jusqu'à 16%). Ces fortes teneurs peuvent être biaisées par les faibles intensités (CPM) de la calcite.

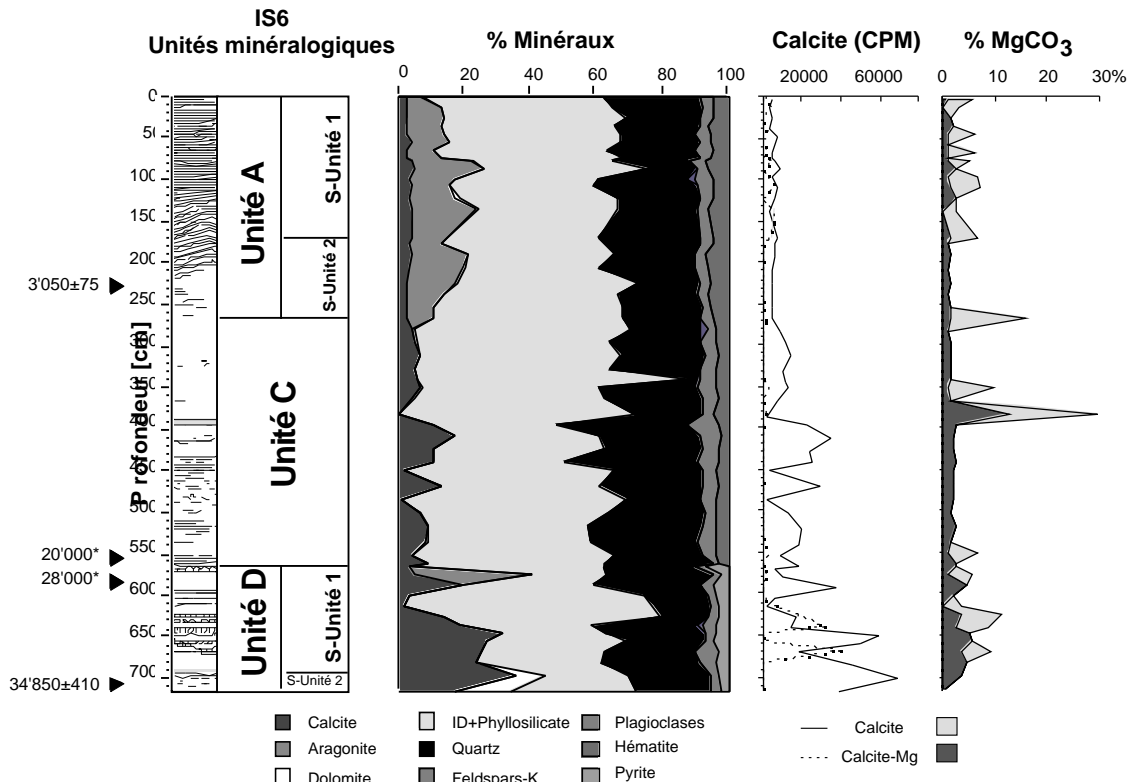


Fig. 4.14: Carotte IS6, répartition des minéraux de la roche totale (%) et variations des teneurs en  $MgCO_3$  de la calcite en fonction de la profondeur.

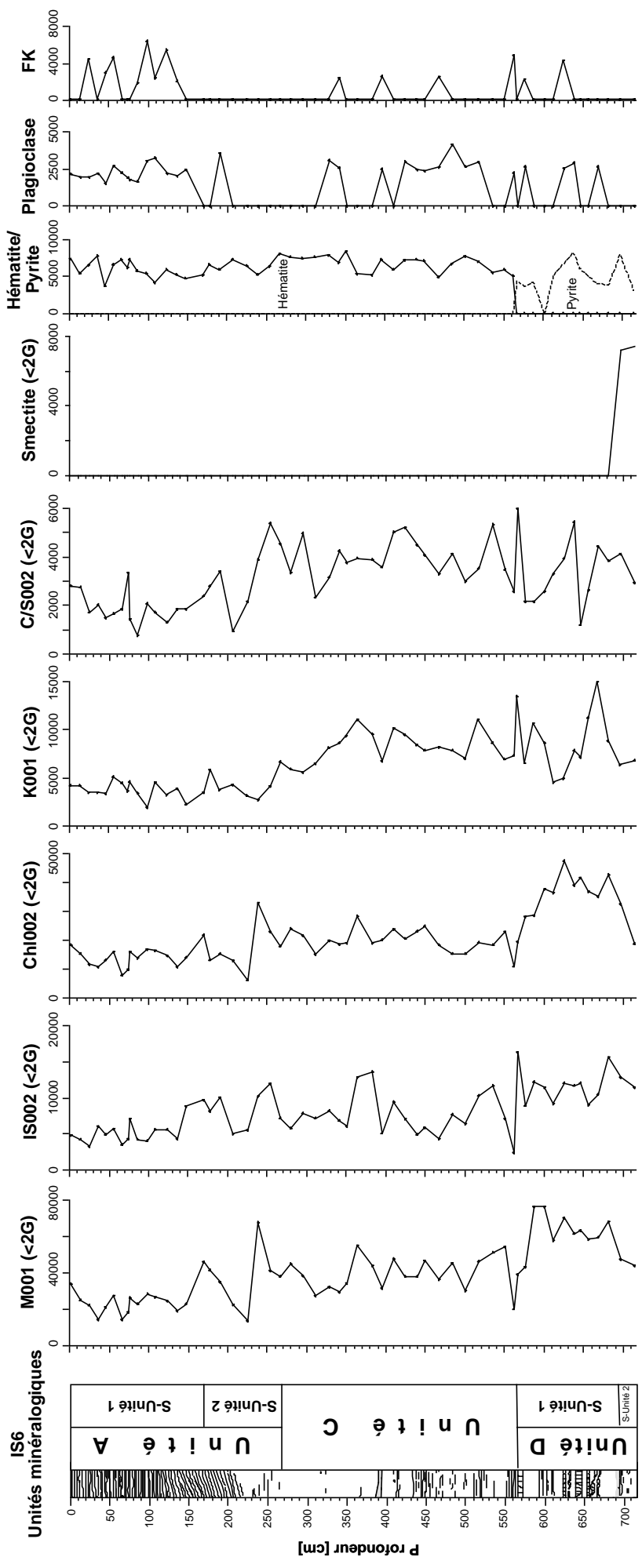
3.4.2. Fraction  $<2\mu m$ 

Les phyllosilicates reconnus dans cette fraction sont (fig. 4.15): Le mica, la chlorite, la kaolinite, des interstratifiés de type illite-smectite et chlorite-smectite et la smectite.

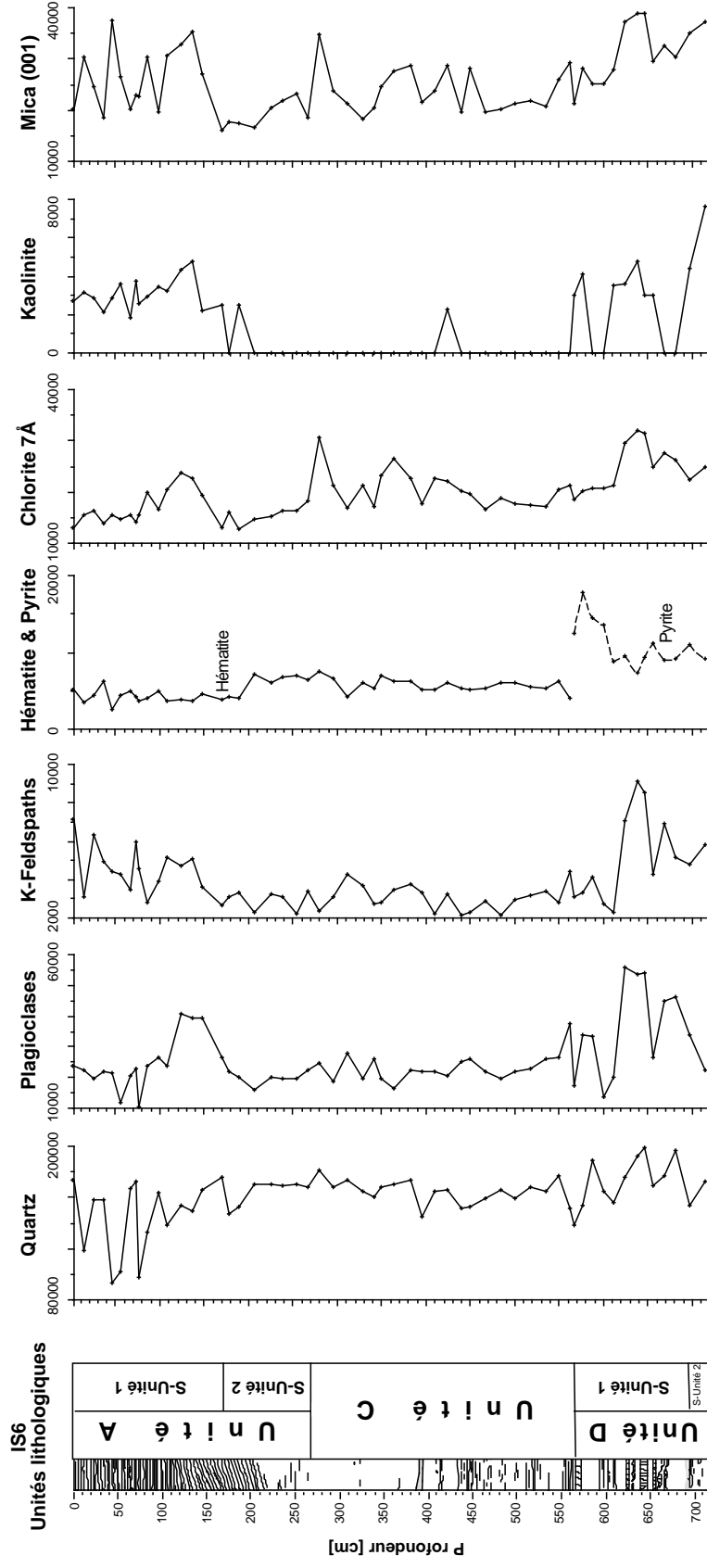
Les teneurs en chlorite, en mica et en I/S, exprimées en CPM, varient en parallèle. Cette variation se fait par paliers d'intensité décroissante, depuis la base de la carotte jusqu'à son sommet. La limite observée entre les deux premiers paliers correspond à la transition entre l'unité D et l'unité C. En revanche, la limite entre les deux derniers paliers apparaît plus tardivement que la limite d'apparition de l'aragonite (limite entre unité C et unité A).

Les intensités de la kaolinite et des C/S évoluent selon deux paliers. Les intensités les plus élevées sont observées au niveau des unités D et C. Les intensités de la kaolinite diminuent, toutefois avant la

**Fig. 4.15: LAC ISLI, CAROTTE IS6**  
**Minéralogie de la fraction < 2µm, en coups par minute (CPM).**



**Fig. 4.16: LAC ISLI, CAROTTE IS6**  
**Minéralogie de la fraction 2 - 16 µm, en coups par minute (CPM).**



transition entre les unités C et A. La smectite n'est présente que dans deux échantillons au niveau de la sous-unité D2.

Le cortège des minéraux en grains se compose des feldspaths-K et des plagioclases. Ces derniers sont présents sporadiquement et en faibles intensités. L'hématite et la pyrite sont aussi présents dans cette fraction: Ils permettent, comme pour la roche totale, de distinguer l'unité D des deux autres unités.

Le "dosage" relatif des phyllosilicates reconnus (voir fig. 4.18), montre une distribution uniforme tout au long de la carotte avec des teneurs moyennes en mica de 50%, en chlorite de 27%, en kaolinite de 9%, en IS de 10% et en C/S de 4%. La sous-unité 2 (unité D) montre des teneurs en smectite avoisinant les 10%.

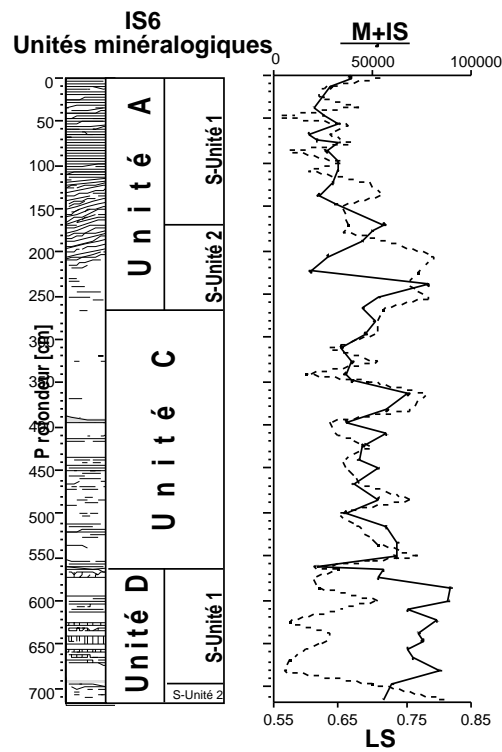


Fig. 4.17: Carotte IS6, variations de la somme des intensités des micas et I/S et de la LS en fonction de la profondeur.

La largeur de Scherrer (LS) montre des valeurs toujours supérieures à 0.55 ( $^{\circ}2 \text{ Cu k}$ ). Les plus grandes valeurs sont observées à la base de l'unité D, dans l'unité C et dans la sous-unité A2. On notera l'existence d'un parallélisme entre les intensités du Mica + I/S (M+IS) et la LS dans les unités A et C. En revanche, l'unité D montre des intensités de mica supérieures à celles de l'unité sus-jacente, alors que la LS montre des valeurs inférieures (fig. 4.17).

La représentation ternaire des pics 001, 002 et 005 des micas permet d'en approcher la composition chimique (fig. 4.12). Tous les micas présents montrent une composition phengitique. La représentation ternaire des pics 001, 002 et 003 des chlorites, selon Oinuma et al. (1972) montre que tous les points sont regroupés sur la plage ABD caractéristique des chlorites riches en fer et en magnésium (fig. 4.12).

## 3.4.3. Fraction 2-16µm

La distribution des phyllosilicates et des minéraux en grain reconnus dans la fraction 2-16µ, exprimée en coups par minute, est reportée sur la figure 4.16. Les abondances relatives des minéraux argileux sont reportées sur la figure 4.18.

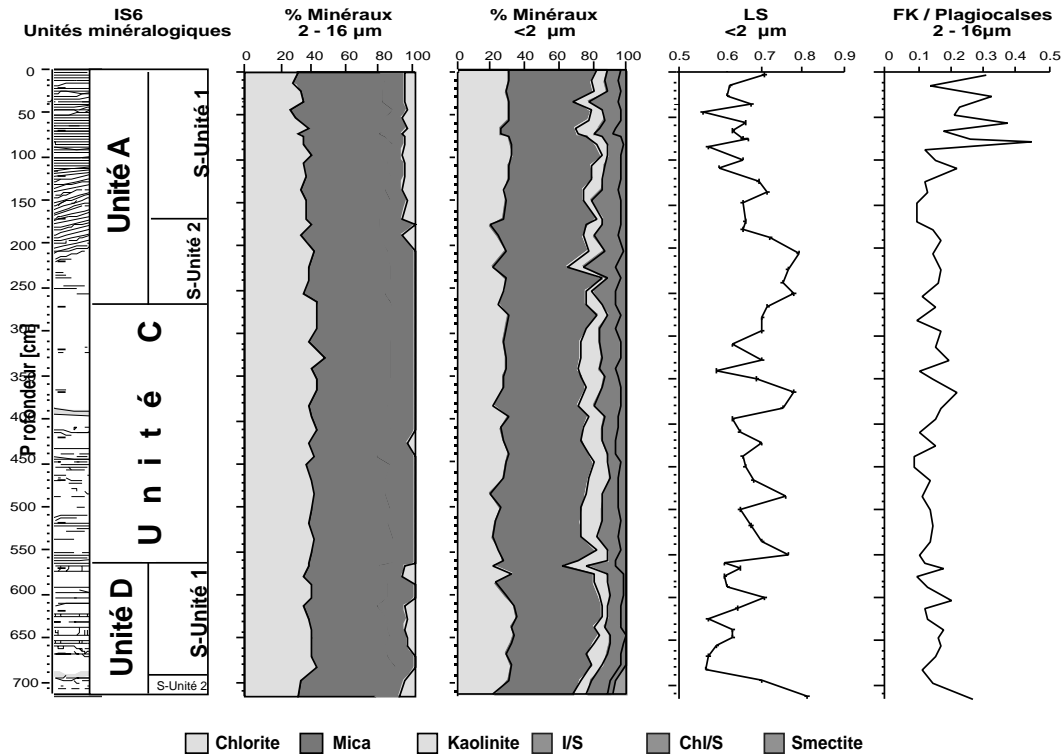


Fig. 4.18: Carotte IS6, % relatifs des fractions <2 et 2-16µm, LS et rapport FK/plagioclases

Dans, cette fraction et comme dans la fraction <2µm, le mica et la chlorite varient en parallèle: Leurs intensités brutes diminuent depuis la base de la carotte jusqu'au sommet de la sous-unité A2. La base de la sous-unité A1 se marque par une augmentation brutale des intensité suivie d'une nouvelle diminution. La kaolinite est présente dans la sous-unité A1 et, plus sporadiquement, dans l'unité D. En revanche, elle est quasi-absente dans l'unité médiane.

Le plagioclase et le feldspath-K suivent une évolution identique à celle du mica et de la chlorite avec cependant une augmentation des feldspath-K dans les 100cm sommitaux de la carotte. Le plagioclase domine nettement le feldspath potassique avec un rapport  $\frac{I. \text{feldspath } -k}{I. \text{ plagioclase}}$  avoisinant 0.15, pour les unités D, C et A1. Ce rapport augmente à 0.27 dans les 100cm sommitaux de la carotte.

L'abondance des minéraux argileux (fig. 4.18), est assez similaire à celui de la fraction <2µm avec des teneurs en mica de 50%, en chlorite de 30%. La kaolinite est présente dans les unités A et D avec des teneurs approchant 10%.

## 3.4.4. Conclusions préliminaires

De l'analyse minéralogique de la roche totale de cette carotte nous pouvons retenir les faits marquants suivant:

En se basant sur les variations des associations minéralogiques, trois unités ont pu être différenciées:

- Une unité sommitale, à dominante aragonitique, montre des variations analogues à celles observées dans les sédiments de la carotte IS5. Cependant, la sous-unité 1 de la carotte IS5 ne semble pas avoir d'équivalent dans la carotte IS6. Les corrélations de cette unité avec la carotte IS5 seront traitées, avec plus de détails, plus loin.
- Une unité médiane, où l'on observe la disparition de l'aragonite avec, une augmentation des teneurs en calcite. Le détritisme affiche une augmentation par rapport à l'unité sus-jacente. L'hématite est présente dans cette unité en plus faibles teneurs que dans l'unité sommitale.
- Une unité basale, caractérisée par une augmentation des teneurs en calcite, et le remplacement de l'hématite par la pyrite. Les teneurs en phyllosilicates sont plus faibles que dans les deux unités sus-jacentes. La base de cette carotte contient de la dolomite en assez grandes proportions.

De l'analyse des fractions fines de cette carotte il ressort:

- Une diminution, par paliers, des intensités des micas des chlorites et des interstratifiés de type illite-smectite. Ces derniers sont à faible taux de gonflants (<20%). La kaolinite et la chlorite-smectite sont plus abondants dans les unités D et C que dans l'unité sommitale. En outre, la LS montre un parallélisme avec les teneurs des micas+IS (M+IS) dans les unités A et C, en revanche, malgré l'augmentation de l'intensité de M+IS dans l'unité basale, la LS affiche une nette diminution.
- En dépit des variations de leurs teneurs brutes, la distribution relative des minéraux argileux ne montre aucune variation au travers de la carotte. Les taux moyens de ces minéraux sont identiques à ceux observés dans la carotte IS5, dans le matériel récolté dans les lits des oueds et dans les roches mères.

### 3.5. Minéralogie des craies émergées

Il s'agit là des profils de craies et de limons lacustres, actuellement émergés, relevés dans le bassin versant du lac Isli et dans la plaine de Tasgount. La description de ces profils ainsi que leurs localisations ont été détaillées dans les chapitres 2 et 3.

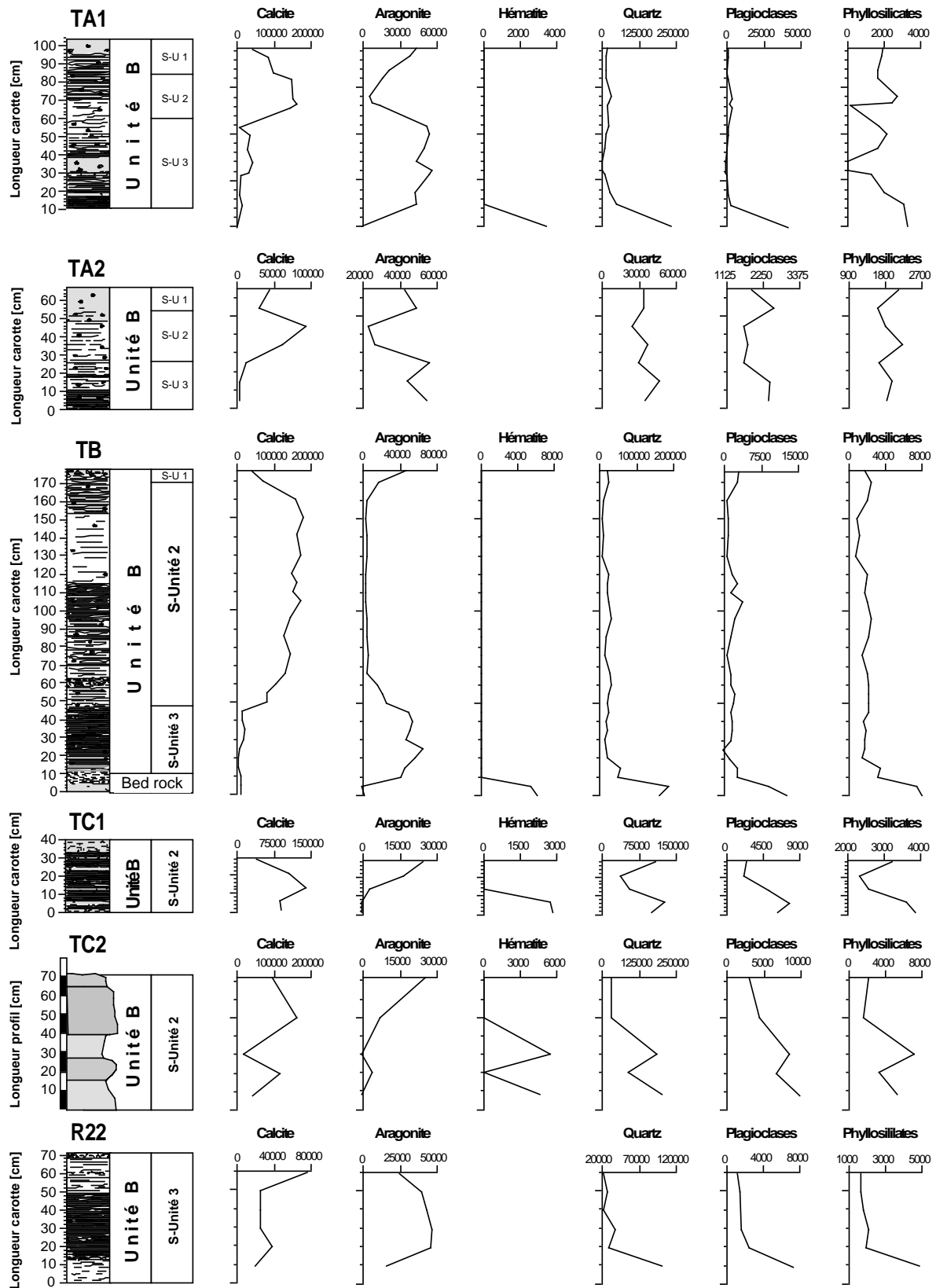
#### 3.5.1. Roche totale

Dans ce chapitre seront présentés uniquement les résultats obtenus à partir des deux carottes TA1, TB (fig. 4.19 et 4.25) et des craies de Tasgount (fig. 4.20). Une corrélation des différentes carottes, prélevées dans les affleurements de craies lacustres, basée sur la minéralogie de la roche totale, sera discutée plus loin.

##### 3.5.1.1. La carotte TB

La calcite et l'aragonite constituent les minéraux prédominants de cette carotte. L'évolution de la calcite est inversement proportionnelle à celle de l'aragonite. Cet assemblage minéralogique n'a pas d'équivalent dans les carottes IS5 et IS6. Par conséquent, ils seront attribués à l'unité B. Ce profil repose sur des limons et argiles renfermant des galets de grès. La minéralogie de ce faciès se caractérise par l'importance des composants terrigènes, principalement le quartz (20%) et les phyllosilicates (70%).

**Fig. 4.19: CAROTTES PRELEVEES DANS LES CRAIES AFFLEURANT AUTOUR DU LAC ISLI**  
 Minéralogie de la roche totale, en coups par minute (CPM).



La calcite et l'hématite sont présents en faibles quantités. L'unité B, en se basant sur les variations des teneurs en calcite et en aragonite, peut être subdivisée en 3 sous-unités distinctes:

**Sous-unité basale 3 (10 - 65cm)** : Elle est caractérisée par de fortes teneurs en aragonite atteignant 75% de la roche totale. Le résidu insoluble diminue fortement par rapport aux sédiments sous-jacents: Il ne dépasse pas 25 à 30%. Dans les 15 derniers centimètres de cette unité, la calcite devient codominante avec l'aragonite.

**Sous-unité médiane 2 (65 - 165cm)** : Dans cette unité les teneurs en calcite augmentent au dépend de l'aragonite qui ne constitue plus que 5% de la roche totale. Les phyllosilicates et le quartz sont présents dans des proportions équivalentes à celles l'unité sous-jacente. L'hématite est absente dans ces sédiments

**Sous-unité sommitale 1 (165 - 176cm)** : Cette unité se marque par une nouvelle diminution de la calcite et une augmentation de l'aragonite. Les phyllosilicates accusent une légère augmentation.

La désomation du pic de la calcite permettant de calculer le taux de  $MgCO_3$  incorporé dans la maille de la calcite, montre que: Dans la partie basale de ce profil (0cm à 55cm), cohabitent deux types de calcites: la première est faiblement magnésienne avec un taux moyen de  $MgCO_3 = 1.3\%$ , alors que la seconde est plus magnésienne (en moyenne  $5.4\%$ ). Dans la partie sommitale, un seul pic de calcite fortement magnésienne ( $MgCO_3 = 5.2\%$ ) persiste.

### 3.5.1.2. La carotte TA1

Dans ce profil, on retrouve les mêmes associations minéralogiques que dans le profil précédent. Il peut être aussi subdivisé en 3 sous-unités présentant les mêmes caractéristiques que celles définies pour la carotte TB. Cependant, la carotte TA1 présente des lacunes au niveau des sous-unités 3 et 2, comme en témoigne l'épaisseur de ces couches. En revanche la sous-unité sommitale est plus préservée. En effet, l'augmentation de l'aragonite dans la partie sommitale de cette carotte confirme la tendance vers une augmentation de l'aragonite observée dans la partie sommitale de la carotte TB.

Les teneurs en  $MgCO_3$  incorporé dans la maille de calcite, présentent aussi les mêmes caractéristiques que la carotte TB, avec une calcite magnésienne dont les teneurs en  $MgCO_3$  atteignent également  $5\%$ .

### 3.5.1.3. Les craies de Tasgout

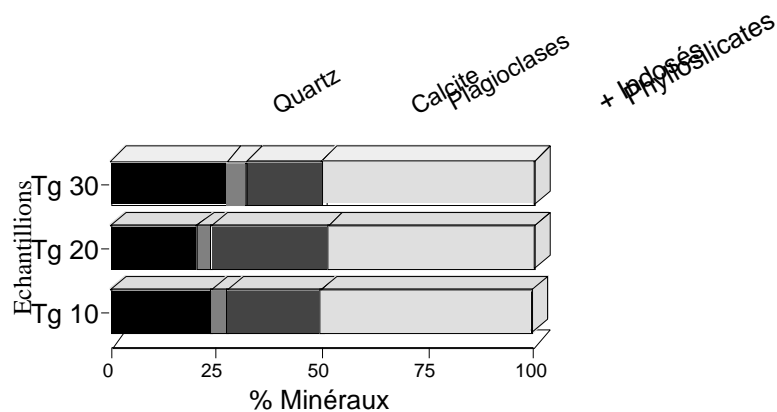


Fig. 4.20: Craies de Tasgout, composition minéralogique (en %)

Ces craies, auxquelles nous avons attribué une origine lacustre (Chap. 2) ont été découvertes en dehors du bassin versant du lac Isli à 40 - 50 m au dessus du niveau actuel du lac Isli.

La calcite est le seul minéral carbonaté présent dans ces sédiments (fig. 4.20). Sa teneur ne dépasse pas 25%. Les phyllosilicates montrent des teneurs moyennes de 50% suivis par le quartz avec 20 à 25%.

### 3.5.2. Fraction <2 $\mu$ m

Pour cette fraction, qu'il s'agisse de la carotte TA1 ou de la carotte TB, les teneurs des minéraux argileux suivent une évolution parallèle (fig. 4.21), avec une diminution plus ou moins graduelle depuis la base jusqu'au sommet de la sous-unité 2. On observe toutefois une augmentation de ces teneurs dans la sous-unité 1. Dans les sédiments de la carotte TB, le quartz et le plagioclase suivent une évolution similaire à celle des minéraux argileux. On observe, en outre, l'apparition de lépidocrocite au niveau de la sous-unité 2 et à la base de la sous-unité 3 de la carotte TB, à la transition entre des sédiments argilo-limoneux et les craies lacustres. La lépidocrocite est toutefois absente au niveau de la carotte TA1.

L'abondance relative des minéraux argileux ne montre aucune variation au travers des deux carottes (fig. 4.21). La teneur moyenne en mica est de 52%, en chlorite de 26, en kaolinite de 9%, en I/S de 9% et en Chl/S de 4%. D'une autre part, la LS mesurée dans ces sédiments, varie entre 0.3 et 0.78°2 .

### 3.5.3. Fraction 2-16 $\mu$ m

Dans cette fraction (fig. 4.22), aussi bien pour la carotte TA1 que pour la carotte TB, le mica et la chlorite ne varient que très peu. La kaolinite, contrairement à la fraction <2 $\mu$ m, montre les plus grandes intensités au niveau de l'unité 3. Les minéraux en grain présents dans cette fraction sont, le quartz, les plagioclases, le feldspath potassique, l'hématite (uniquement dans les sédiments de la base de la carotte TA1, correspondant à l'encaissant) et la lépidocrocite. Cette dernière se trouve dans les même horizon que dans la fraction <2 $\mu$ m.

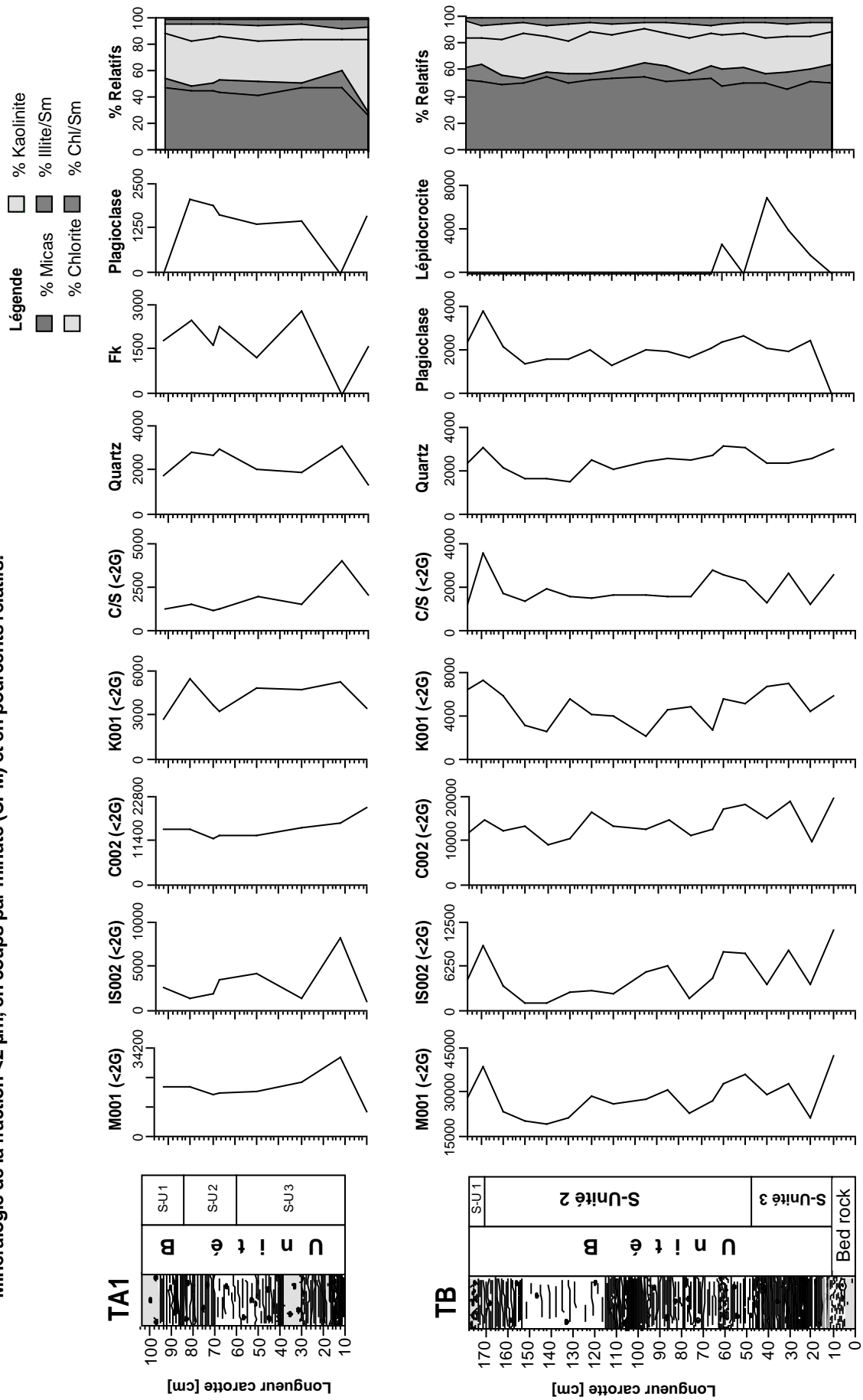
L'abondance des minéraux argileux, exprimée en %, est uniforme au travers des carottes.

### 3.5.4. Conclusions préliminaires

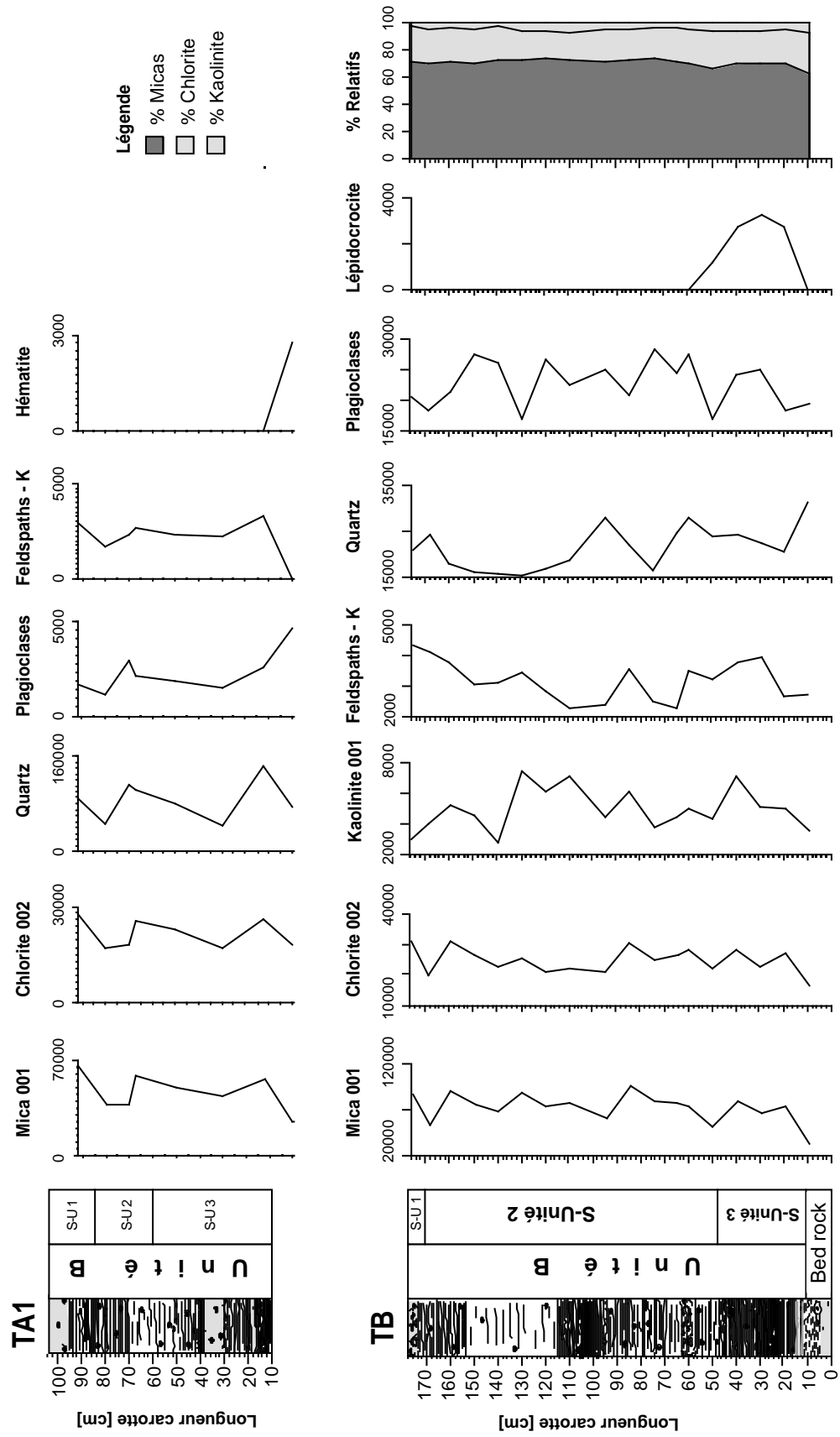
En plus de la particularité lithologique des affleurements des craies autour du lac Isli, ces sédiments présentent des variations minéralogiques qui n'ont pas d'équivalents dans les autres carottes prélevées dans le lac lui-même, nous les avons classés dans une nouvelle unité: Unité B. L'analyse minéralogique de ces profils nous a permis de subdiviser cette unité en trois sous-unité, sur la base des variations de la calcite et de l'aragonite. Les minéraux argileux contenus dans ces sédiments sont qualitativement et quantitativement identiques à ceux des carottes IS5 et IS6, leurs distributions relatives sont aussi similaires.

# Fig. 4.21: CAROTTES PRÉLEVÉES DANS LES CRAIES AFFLEURANT AUTOUR DU LAC ISLI

Minéralogie de la fraction <math><2 \mu\text{m}</math>, en coups par minute (CPM) et en pourcents relatifs.



**Fig. 4.22: CAROTTES PRÉLEVÉES DANS LES CRAIES AFFLEURANT AUTOUR DU LAC ISLI**  
 Minéralogie de la fraction 2-16 µm, en coups par minute (CPM) et en pourcents relatifs.



## 4. Les corrélations

Pour effectuer des corrélations entre les différents sondages, quatre minéraux ont pu être utilisés. Il s'agit de la pyrite, de l'hématite, de la calcite et de l'aragonite. Ces corrélations, calibrée par les données du radiocarbone, nous ont permis de déterminer un profil synthétique de toutes les variations minéralogique qu'aurait connu le lac dans le temps. Par projections sur la courbe stratigraphique du  $^{14}\text{C}$ , nous pouvons attribuer à chaque événement un âge qui sera basé sur l'hypothèse d'un taux de sédimentation uniforme entre deux horizons datés. La figure 4.23, illustre un exemple de la détermination de l'âge d'un événement sur une carotte. Pour les courbes stratigraphiques du  $^{14}\text{C}$  des carottes IS5 et IS6, on peut se référer aux figures 3.18 et 3.19 (§ Sédimentologie et stratigraphie).

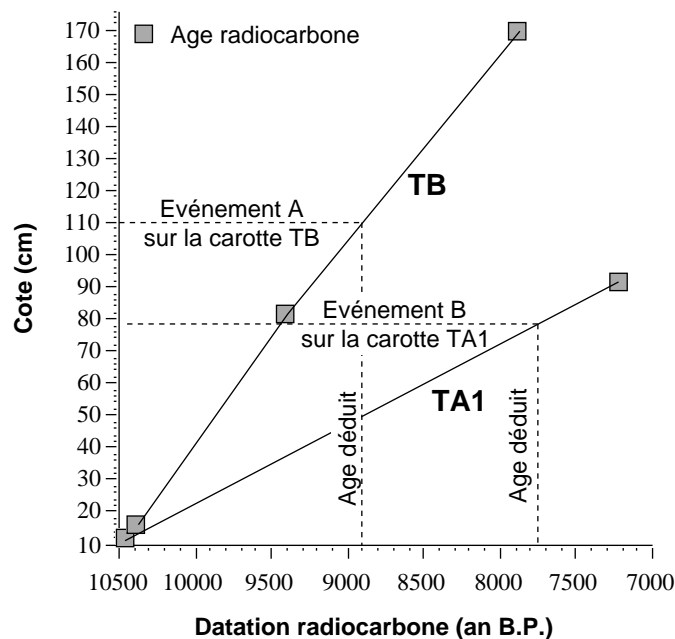


Fig. 4.23: Exemple de calcul de l'âge d'un événement dans une carotte à partir de la courbe stratigraphique du  $^{14}\text{C}$ .

L'analyse minéralogique des différents sondages a mis en évidence quatre assemblages minéralogiques différents. Il s'agit des unités A, B, C et D (fig. 4.24 et 4.25).

Les sédiments des unités C et D de la carotte IS6 n'ont pas d'équivalents dans les autres sondages analysés. En effet, ces sédiments se distinguent, aussi bien par leur lithologie, par leur contenu palynologique que par leur minéralogie: L'unité D se caractérise par une dominance de la calcite et par la présence de la pyrite. L'unité C, quant à elle, est marquée par une intensification du détritisme au détriment de la calcite et par le remplacement de la pyrite par l'hématite.

L'unité sommitale de la carotte IS6 (unité A) peut, en revanche, être corrélée avec les sédiments de la carotte IS5 car elles présentent, toute deux, les mêmes associations minéralogiques (principalement la calcite (en faible proportions), l'aragonite et l'hématite). Par ailleurs, la comparaison des courbes d'évolution des teneurs des minéraux (principalement carbonatés (aragonite) et argileux) nous a permis d'effectuer des corrélations entre les sous-unités de la carotte IS5 avec celles de l'unité A de la carotte IS6. De ces corrélations il ressort:

## Carottes IS5 et IS6 : Corrélations minéralogiques

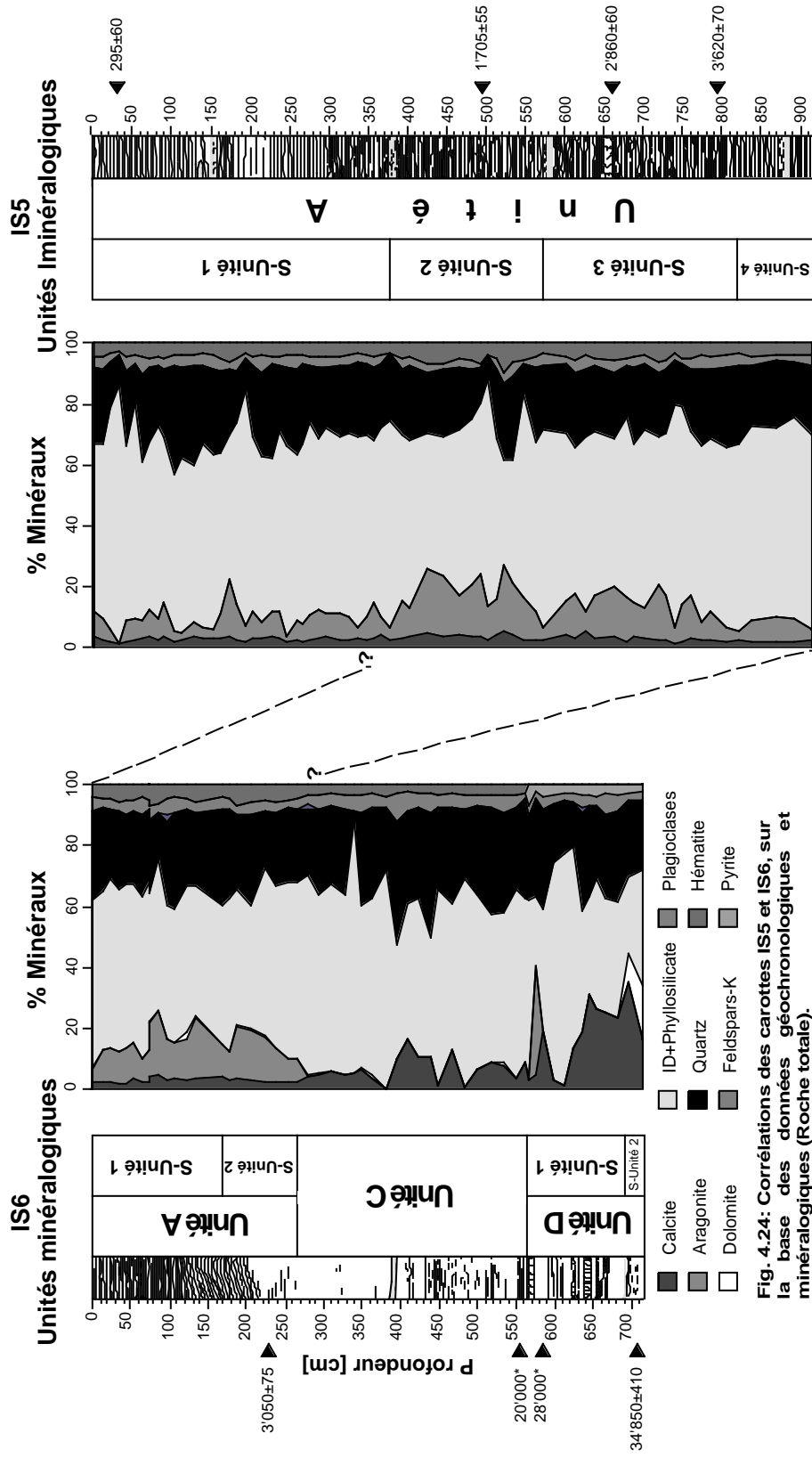
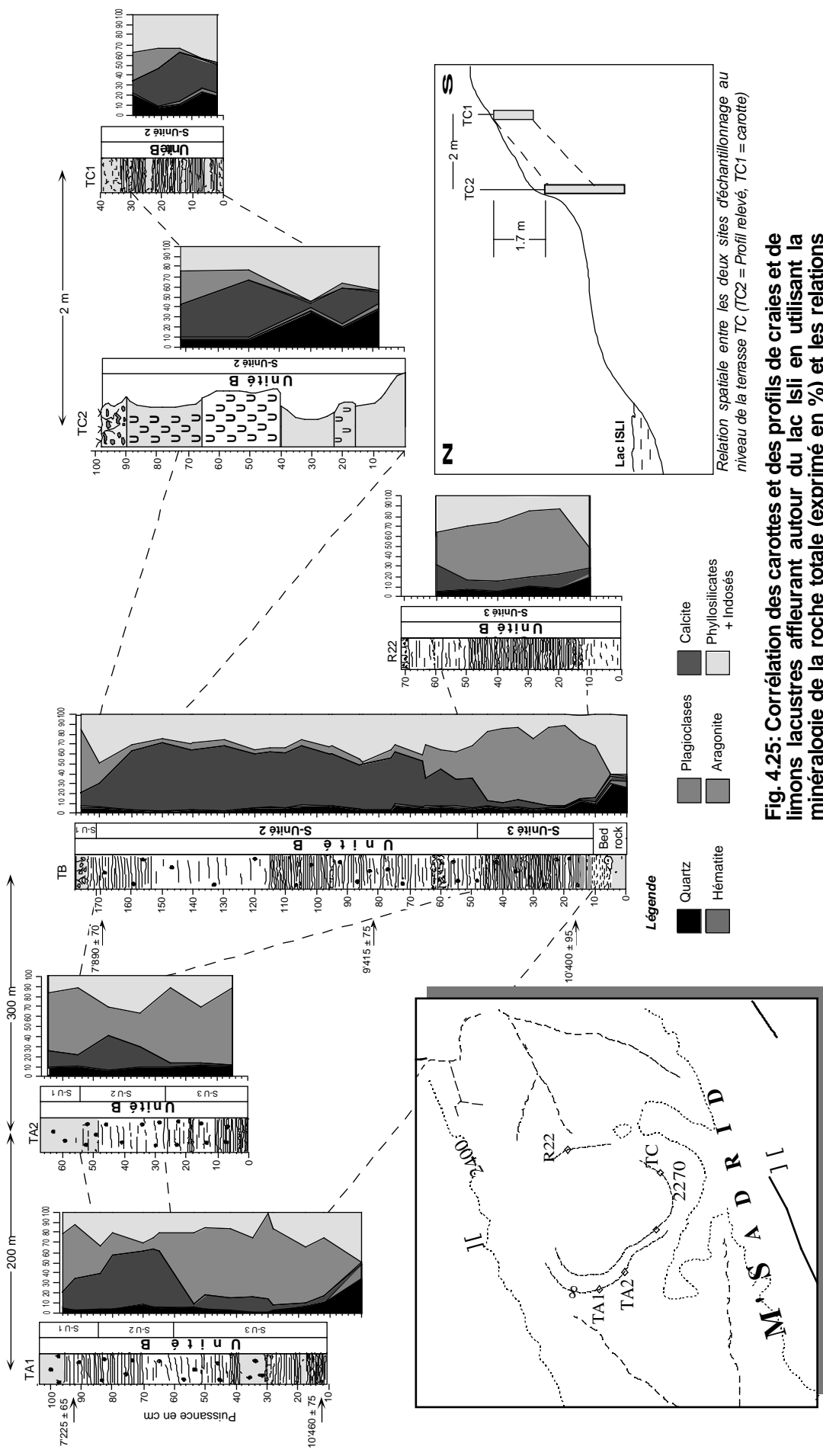


Fig. 4.24: Corrélations des carottes IS5 et IS6, sur la base des données géochronologiques et minéralogiques (Roche totale).



**Fig. 4.25: Corrélation des carottes et des profils de craies et de limons lacustres affleurant autour du lac Isli en utilisant la minéralogie de la roche totale (exprimé en %) et les relations spatiales entre ces différents relevés.**

Localisation des sites de carottage autour du lac Isli.

- Les sous-unités 2, 3 et 4 de la carotte IS5 peuvent être corrélées avec l'unité A de la carotte IS6. En effet, elles montrent des teneurs assez élevées en aragonite (avec présence de cycles) avec en parallèle, une diminution des teneurs brutes des minéraux argileux (de bas en haut).
- La sous-unité 1 de la carotte IS5 ne semble pas avoir d'équivalent dans la carotte IS6. En effet, les sédiments de la carotte IS5 (sous-unité 1) montrent une diminution des teneurs en aragonite (par rapport aux sous-unités sous-jacentes) avec, en parallèle, une augmentation significative des teneurs en mica, en I/S et en chlorite. Ces variations n'apparaissent pas dans les sédiments de la carotte IS6.

L'analyse minéralogique des sédiments des craies affleurant autour du lac Isli a montré qu'ils contiennent les mêmes associations minéralogiques. Ces sédiments n'ont pas d'analogues dans les carottes IS5 et IS6 et constituent, par conséquent, une unité minéralogique distincte: L'unité B. Grâce aux variations des teneurs en aragonite et en calcite, l'unité B a pu être subdivisée en 3 sous-unités qui se différencient par le minéral carbonaté dominant. Une tentative de corrélation de ces différents sondages est présentée sur la figure 4.25. D'après ces corrélations, la carotte TB est le sondage le plus complet, bien que sa partie sommitale, tronquée par l'érosion, peut être complétée par les sédiments apicaux de la carotte TA1. Les corrélations proposées sont compatibles avec les datations au radiocarbone effectuées sur ces carottes.

Les considérations palynologiques (cf. § 3: Sédimentologie et Stratigraphie), nous avaient amenés à attribuer au sommet de l'unité C de la carotte IS6 un âge de 8'500 ans B.P. Or il n'existe pas de corrélation possible entre la partie sommitale de cette unité avec les sédiments des carottes TA1 et TB qui, bien qu'ils couvrent la période comprise entre 10'400 ans et 7'225 ans B.P., contiennent, contrairement aux sédiments de l'unité C, de l'aragonite. L'âge du sommet de l'unité C doit donc être antérieur à 10'400 ans B.P.

## 5. Les minéraux reconnus: conditions de formation

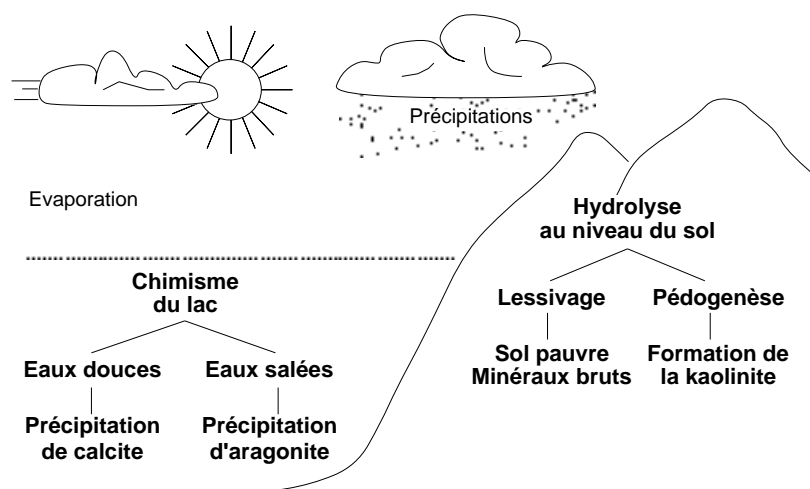


Fig. 4.26: L'impact du climat sur le lac et sur le sol

L'environnement sédimentaire du lac Isli est dominé par un important flux détritique, qui rend difficile l'interprétation, en termes paléoclimatologiques, les différentes associations minérales. Cette

interprétation ne peut en effet être fiable, que si l'origine et les conditions de formation des différents minéraux observés ont été bien cernés.

Qu'il s'agisse de la calcite et de l'aragonite ou qu'il s'agisse de la kaolinite, la formation de ces minéraux est contrôlée par les variations climatiques (fig. 4.26). La calcite précipitera dans des eaux faiblement minéralisées, alors que l'aragonite précipitera dans des eaux plus "salines". Le lac Isli étant actuellement un lac endoréique, sa salinité évoluera en fonction de l'évaporation et des précipitations.

## 5.1. Les minéraux carbonatés

Les sédiments carbonatés (fig. 4.27) peuvent être formés par combinaison de 5 processus (Kelts et Hsü, 1978) :

- Apports clastiques dérivant de l'érosion de roches carbonatées du bassin versant.
- Précipitation inorganique primaire
- Précipitation biochimique planctonique.
- Accumulation d'organismes à squelette (interne ou externe) calcaires.
- Changements dus à des réactions diagenétiques précoces.

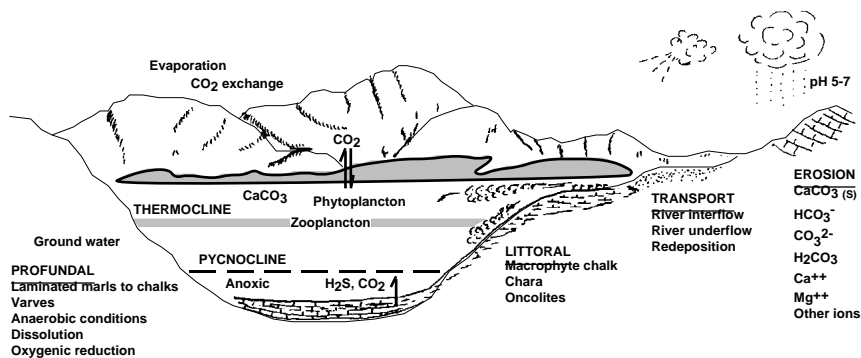


Fig. 4.27: Processus intervenants dans la sédimentation carbonatée (Kelts et Hsü, 1978)

### 5.1.1. La calcite

La condition thermodynamique régissant la précipitation de la calcite est définie par la relation :



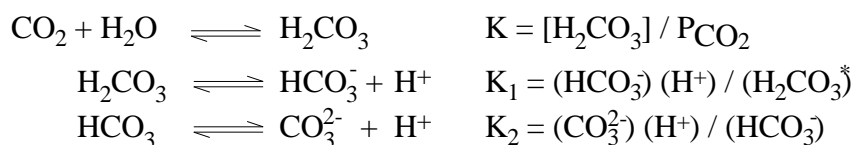
$K_c$  étant la constante d'équilibre,  $K_c = f(\text{Température})$ , à pression constante.

Dans un lac, l'apport en ions  $\text{Ca}^{2+}$  provient essentiellement de l'altération et de la dissolution des roches carbonatées du bassin versant. Le transport, sous forme aqueuse, s'effectue par des agents de surface (rivières) ou par les eaux souterraines (nappe phréatique). Les bicarbonates, nécessaires à la précipitation de la calcite, peuvent provenir:

- de la dissolution des roches carbonatées
- du  $\text{CO}_2$  dissout par les échanges entre l'eau et l'atmosphère
- de la phyto et zoo-respiration

- de la réduction bactérienne de la matière organique (Kelts et Hsü, 1978).

Le carbone inorganique total dissout (CITD) est présent, dans une solution, sous différentes espèces:  $\text{CO}_{2(\text{aq})} + \text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{CO}_3^{2-}$  selon les équations d'équilibre:



Où  $(\text{H}^+)$ ,  $(\text{H}_2\text{CO}_3^*)$ ,  $(\text{HCO}_3^-)$  et  $(\text{CO}_3^{2-})$  sont les activités ionique. L'activité ionique de l'hydrogène étant définie par le pH. Les proportions de ces espèces dépendront donc aussi du pH de la solution (fig. 4.28).

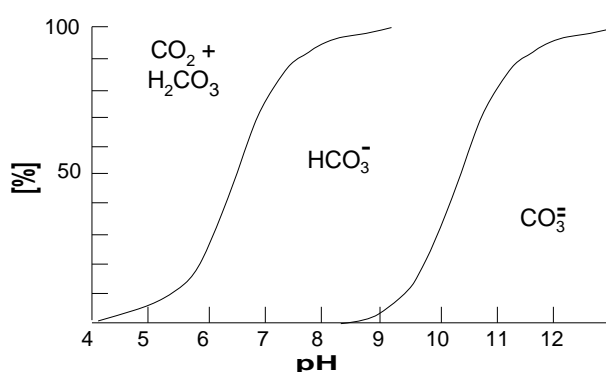


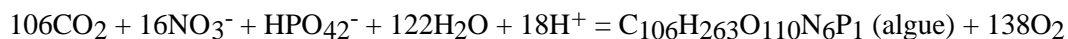
Fig. 4.28: Proportions des différentes espèces de carbonates dans une solution à différents pH (d'après Hutchinson, 1957)

La sursaturation d'une eau en calcite, et par conséquent la précipitation de cette dernière, est atteinte lorsque le produit ionique des eaux  $Q$  ( $Q = [\text{Ca}^{2+}] \cdot [\text{CO}_3^{2-}]$ ) est supérieur à  $K_c$ . Il paraît alors évident que la précipitation de la calcite (et plus généralement des carbonates de calcium) dépend, primordialement, de l'activité de  $\text{CO}_3^{2-}$  (voir également §2, p.18).

La précipitation thermodynamique est elle-même contrôlée par des processus cinétiques. En effet, bien que les eaux soient sursaturées, la précipitation de la calcite peut être entravée par l'absence de nucleus (De Boer, 1977) ou par la présence de facteurs inhibiteurs tels le magnésium, le phosphore ou des composants organiques (Folk, 1974).

### Facteurs affectant la saturation en calcite

**Processus biogéniques:** Ce processus est déclenché par l'activité photosynthétique des algues et du phytoplancton (Minder, 1926; Megard., 1968 et Otsuki et Wetzal, 1974). En effet, lors de la photosynthèse, les plantes assimilent une grande quantité de  $\text{CO}_2$  dissout. Stumm et Morgan (1970) proposent l'équation empirique suivante :



Cette activité augmente le pH de l'eau, par diminution de la pression de  $\text{CO}_2$  (Stumm et

Stumm, 1968) induisant ainsi une sursaturation de la calcite. La nucléation s'effectue grâce au phytoplancton et à certaines espèces d'algues (Stabel, 1986).

La précipitation de la calcite peut aussi résulter de l'action des bactéries sur la matière organique en décomposition, dans la mesure où elle produit des substances qui modifient le pH de l'eau. En outre, la formation d'ammoniaque à partir de composés organiques favorise la formation d'ions  $\text{CO}_3^{2-}$  et par conséquent la précipitation de  $\text{CaCO}_3$ .

#### **Processus physico-chimiques :**

1- La température joue un rôle non négligeable dans la sursaturation de la calcite (Collet, 1925, Portner, 1951; Kelts et Hsü, 1978 et Kelts, 1978). En effet, l'eau en s'échauffant produit:

- le départ de  $\text{CO}_2$  induisant une augmentation de pH et par conséquent une sursaturation en  $\text{CaCO}_3$ .
- la diminution de la solubilité de la calcite entraînant une diminution du seuil de saturation de la calcite.

2- Portner (1951) dans son étude des sédiments calcaires du lac de Neuchâtel a montré l'importance que revêt le mixage automnal des couches de l'épilimnion et de l'hypolimnion. Ce phénomène induit d'une part le départ, par simple agitation due au vent, du gaz carbonique dissout et d'autre part, le mélange de deux masses d'eau ayant différents taux de saturation en carbonates et en  $\text{CO}_2$ .

Dans le lac Isli, la calcite est présente dans la quasi-totalité des carottes et des profils analysés. Elle est, cependant, plus abondante dans l'unité D et à la base de l'unité C de la carotte IS6 et dans les craies des carottes TA1 et TB (sous-unité 3, unité B).

L'analyse microscopique des sédiments de l'unité D de la carotte IS6 et des carottes TA1 et TB, montre que les carbonates s'y présentent sous forme de concrétions et d'encroûtements autour de macrophytes (voir fig. 4.29a). Ce type de carbonates est caractéristique d'un milieu littoral et/ou sous faible tranche d'eau. La nature calcitique de ces encroûtements montre par ailleurs que les eaux du lac étaient moins minéralisées que de nos jours. Les teneurs en  $\text{MgCO}_3$  incorporé dans la maille calcitique (5 à 7%) indiquent cependant, que les eaux du lac étaient riches en magnésium. Cet enrichissement pourrait être expliqué par de forts taux d'évaporation (surtout dans l'épilimnion) durant la période de précipitation des carbonates.

La base de l'unité C de la carotte IS6, présente une calcite rhomboédrique (fig. 4.30) ayant probablement précipité dans la colonne d'eau. En effet, ces cristaux se caractérisent, en microscopie électronique, par l'absence de cassures contrairement aux cristaux hérités du bassin versant qui, eux, ont subi un transport fluvial plus ou moins long. Les teneurs en calcite sont plus faibles dans l'unité C que dans l'unité basale, il en est de même pour le taux de  $\text{MgCO}_3$  incorporé dans la maille calcitique (à l'exception de trois échantillons où celui-ci peut dépasser 10%). Le détritisme atteint son maximum, comme en attestent les fortes teneurs en quartz, plagioclases et en phyllosilicates. Cette unité pourrait être interprétée comme la réponse sédimentologique à une augmentation du niveau du

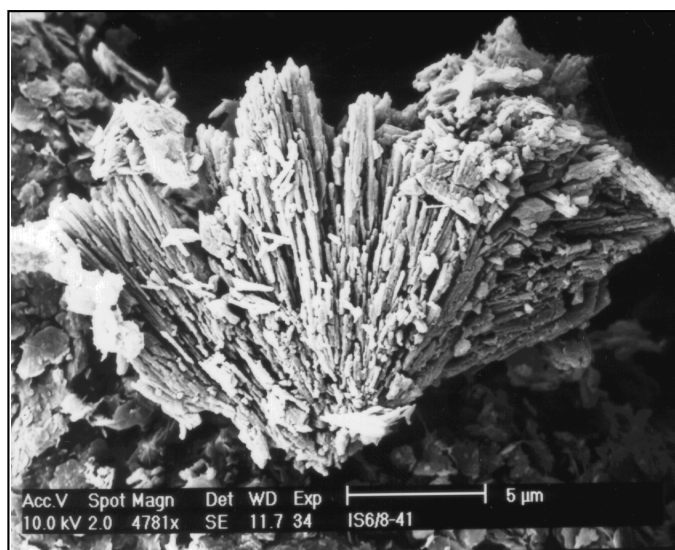


Fig. 4.29a: Encroûtements de calcite observés dans les sédiments de l'unité D de la carotte IS6

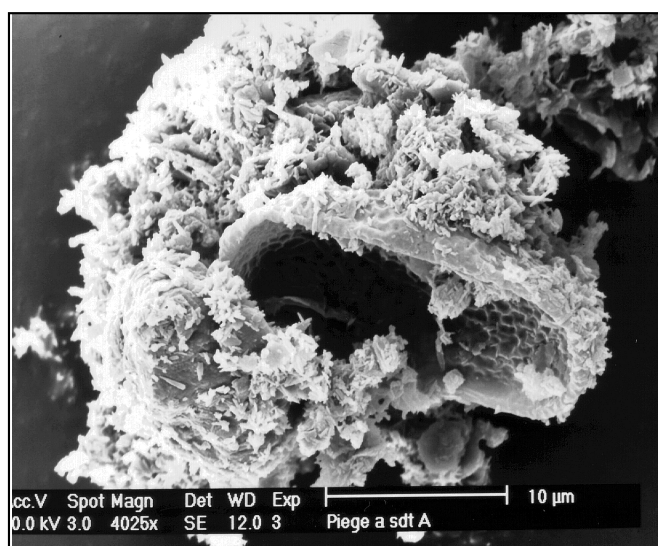


Fig. 4.29b: Encroutements de carbonates (aragonite) autour d'un test d'ostracode (piège à sédiments)

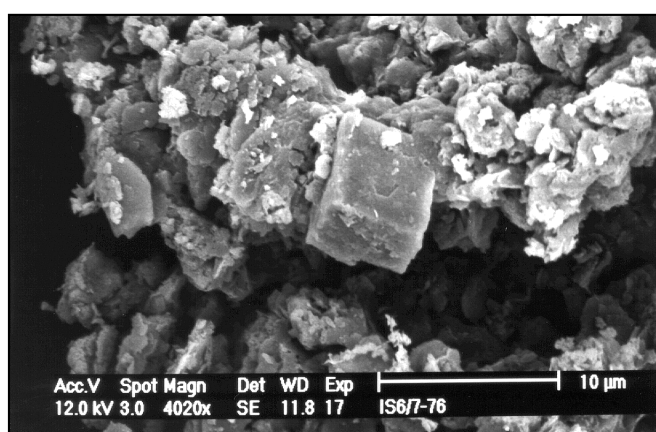


Fig. 4.30: Rhombèdre de calcite observé dans les sédiments de l'unité C de la carotte IS6

lac, et peut être à son débordement. En effet, une augmentation du niveau du lac, consécutive à une augmentation de l'humidité, entraînerait une élévation de la zone photique et par conséquent à un changement de la nature (passage des concrétions aux cristaux rhomboédriques) de la calcite précipitée au niveau du site où la carotte IS6 a été prélevée (fig. 4.31). Dans ce cas, la calcite précipite dans l'épilimnion, après sursaturation des eaux en  $\text{CaCO}_3$ . Cette sursaturation est déclenchée par la diminution de la pression du  $\text{CO}_2$  induite, d'une part par l'activité photosynthétique du phytoplancton, et d'autre part par l'augmentation de la température des eaux superficielles. L'hypothèse d'une élévation du niveau du lac peut en outre être étayée par le faible taux de magnésium incorporé dans la calcite consécutivement à la dilution des eaux du lac par les eaux météoriques, par la diminution de la granulométrie des sédiments (meilleur tri hydrodynamique) et par l'absence d'encroûtements.

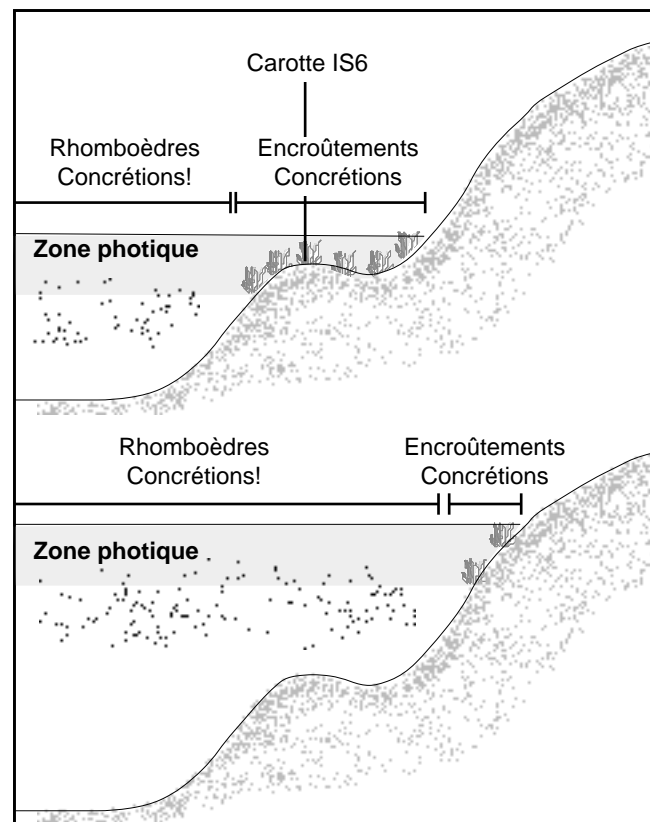


Fig. 4.31: Variations de la nature de la calcite au niveau du site de la carotte IS6 en fonction des variations du niveau du lac.

Le détritisme carbonaté joue certainement un rôle important dans la sédimentation carbonatée. Effectivement, bien que le lac soit enclavé dans les grès et pélites de la formation d'Anemzi, celui-ci reçoit des apports carbonatés via des oueds entaillés dans les marnes et calcaires aaléno-bajociens situés au nord du lac. Il ne faut également pas oublier la contribution de la matrice des conglomérats tertio - quaternaires dans ce détritisme carbonaté. En effet, ces conglomérats sont situés au nord du lac en contact direct avec celui-ci lorsqu'il atteignait un haut niveau.

### ***Le problème du détritisme carbonaté***

La distinction entre les carbonates autochtones et les carbonates allochtones ainsi que leur quantification reste un problème difficile à résoudre. Seule une approche semiquantitative est

réalisable. Si on admet que le rapport calcite / quartz (C/Q) est constant dans les apports fluviaux, les variations de ce rapport dans les sédiments lacustres, au-delà de cette constante, peuvent être attribuées à la précipitation authigénique. Il est cependant évident que cette approche ne peut prendre en compte les apports éoliens.

	Rapport Calcite/Quartz		Rapport Calcite/Quartz
Grès et pélites	0.306	TA1	7.326
Marnes et calcaires	55.879	TB	9.023
Lits des oueds	0.155	IS6 (Unité I)	0.107
		IS6 (Unité II)	0.276
Pièges à sédiments	0.429	IS6 (unité III)	0.689
		IS5 (Unité I)	0.13
		IS5 (Unité II)	0.18

Tab. 4.1: Tableau résumant les moyennes du rapport Calcite/Quartz enregistrées dans les différents sédiments analysés

Dans les marnes et calcaires aaléno-bajociens, la calcite domine le quartz. Malgré leur rapport C/Q élevé, ces apports ne joueraient qu'un rôle négligeable dans la sédimentation du lac Isli: Lors de leur acheminement vers le lac, ces sédiments seraient dilués par le matériel provenant des couches rouges d'Anemzi avant d'atteindre le lac. D'autre part, sur une quarantaine d'oueds alimentant le lac, seuls 4 oueds traversent ces lithologies. Le restant des oueds est alimenté par les grès et pélites de la formation d'Anemzi. Dans cette dernière, le quartz domine largement la calcite avec un rapport C/Q égal à 0.306.

Le matériel récolté dans les lits des oueds offre probablement la meilleure illustration du détritisme parvenant au lac, car il constitue une moyenne des apports provenant aussi bien des grès et pélites que de ceux provenant des marnes et calcaires. Selon l'intensité des pluies, les couches rouges joueront un rôle plus ou moins important.

Le matériel récolté dans les pièges à sédiments correspond au matériel actuellement en décantation dans la colonne d'eau. Le rapport C/Q y est environ 3 fois plus élevé que dans le matériel récolté dans les lits des oueds. Nous attribuons cette augmentation aux apports éoliens survenus pendant trois jours, durant de la période de mouillage des pièges à sédiments (§ Sédimentologie et Stratigraphie, fig. 3.2). L'analyse de ces sédiments au microscope électronique à balayage montre en effet, des cristaux rhomboédriques présentant plusieurs cassures (fig. 4.32, page 119).

Dans les sédiments des terrasses (TA1 et TB), la calcite domine largement le quartz (moyenne C/Q varie entre 7 et 9 avec un maximum de 15 dans la carotte TB), Ce rapport élevé, montre que dans ces sédiments, la calcite est principalement autochtone, comme en atteste sa nature en encroûtement.

Dans la carotte IS5, le rapport C/Q ne varie que très peu (fig. 4.34). La comparaison de ce rapport avec celui des sédiments récoltés dans les lits des oueds suggérerait que seul 15% de la calcite présente dans les sédiments de cette carotte est authigénique. Elle correspondrait à la calcite magnésienne déterminée dans la figure 4. 8.

Dans la carotte IS6, le rapport C/Q varie davantage. L'unité A présente un rapport plus ou moins similaire à celui calculé pour la carotte IS5. L'unité C, offre un rapport plus élevé (0.276). Il indiquerait qu'environ 45% de la calcite présente est autochtone. Dans l'unité basale de cette carotte, le rapport C/Q est de 0.69 soit environ 80% de calcite authigénique (fig. 4.34).

Lors de leur décantation, les cristaux de calcite, aussi bien authigènes qu'allochtones, subissent une dissolution partielle ou totale. Cette dissolution va dans le sens d'une réduction du rapport C/Q. Ces pertes ne peuvent être quantifiées. Seules les figures de dissolution, observés en microscopie électronique à balayage, peuvent en témoigner (Kübler, 1962; Kelts et Hsü, 1978). Ce cas de figure a été observé principalement dans les sédiments de l'unité C de la carotte IS6.

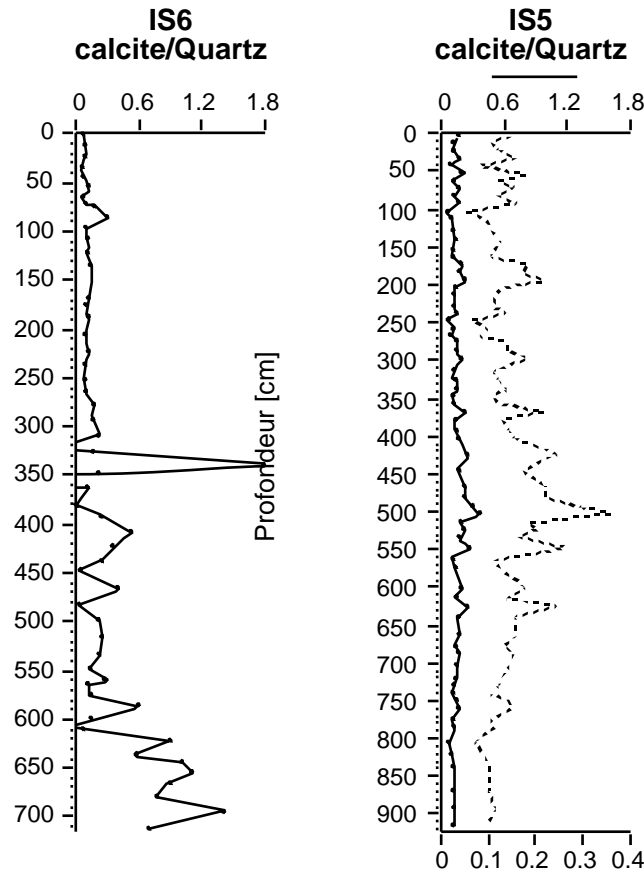


Fig. 4.34: Carottes IS6 et IS5, rapports calcite/quartz.

### **Récapitulatif**

Dans les sédiments du lac Isli, la calcite peut se manifester sous trois formes distinctes et peut avoir deux origines:

- Elle peut former des encroûtements autour de macrophytes ou se présenter sous forme de concrétions. Dans ces deux cas, nous lui avons attribué une origine authigénique formée, soit dans un milieu littoral (exemples TA1 et TB), soit sur des hauts fonds sous une faible tranche d'eau (cas de l'unité basale de la carotte IS6)
- Elle peut se présenter sous forme rhomboédrique et avoir deux origines distinctes : Dans le premier cas, elle précipite dans la colonne d'eau (elle est alors considérée comme autochtone). Dans le second cas, elle est héritée des roches carbonatées du bassin versant. La distinction microscopique entre calcite authigénique et calcite allochtone nécessiterait une étude minutieuse au microscope électronique à balayage de tous les échantillons avec un comptage statistique. Par manque de temps, nous avons utilisé le rapport Calcite/Quartz pour déterminer le pourcentage de calcite potentiellement capable d'être d'origine autochtone. Ce rapport est comparé avec celui

calculé pour les sédiments récoltés dans des oueds se déversant dans le lac Isli et avec les roches du bassin versant.

### 5.1.2. L'aragonite

L'aragonite, second polymorphe de  $\text{CaCO}_3$ , précipite préférentiellement dans les eaux sursaturées en carbonates de calcium et à relativement haute température (Lippmann, 1973). Selon le même auteur, la précipitation de l'aragonite à température ambiante, dans des eaux sursaturées aussi bien en calcite qu'en aragonite (cas des eaux du lac Isli), est due au fait que l'aragonite présente une énergie de réseau plus élevée que celui de la calcite (dans l'aragonite, le calcium est entouré par neuf atomes d'oxygène, alors que dans la calcite, le calcium n'est entouré que de six atomes d'oxygène, facilitant ainsi l'adsorption de calcium dans la molécule d'aragonite). Par ailleurs, l'introduction de germes d'aragonite dans une solution sursaturée pour la calcite et pour l'aragonite entraîne une précipitation d'aragonite (Lippmann, 1973). En revanche après l'introduction, dans les mêmes conditions, de germes de calcite, celle-ci ne précipite pas.

D'autres facteurs favoriseraient la précipitation de l'aragonite :

**1-** Les travaux de Kitano et Kawasaki (1958) ont montré que la présence de gros cations, essentiellement de strontium, favorise la précipitation de l'aragonite. Cette influence demeure cependant restreinte à un optimum du rapport Sr/Ca estimé entre 0.002 à 0.003. Ces résultats concordent avec les travaux de Murray (1954) qui estime que ce rapport est compris dans un intervalle de 0.001 à 0.004. Nonobstant, la précipitation de la calcite n'est en aucun cas inhibée, même lorsque l'optimum de ce rapport est atteint. Kübler (1962) admet l'influence du strontium dans la précipitation de l'aragonite et souligne l'importance jouée par la matière organique dans ce processus.

**2-** La précipitation de l'aragonite se trouve, en outre, favorisée par d'autres facteurs tels la présence d'autres petits cations, essentiellement le Mg. En effet, Monaghan et Lytle en 1956 ont pu obtenir, par addition de carbonates de sodium à l'eau de mer artificielle, la précipitation de la calcite en l'absence de Mg, alors qu'en présence de ce dernier c'est l'aragonite et la monohydrocalcite qui précipitent. Lippmann (1960) a montré qu'un rapport Mg/Ca compris entre 3 et 4 était suffisant pour obtenir uniquement la précipitation de l'aragonite, ce qui l'a conduit à suggérer que le paramètre critique pour une telle précipitation était la concentration en ions  $\text{Mg}^{++}$

Dans les eaux actuelles du lac Isli, où l'aragonite précipite (données des pièges à sédiments\*), les rapports Sr/Ca et Mg/Ca ont respectivement des valeurs de 0.023 et 18. Le rapport Sr/Ca est nettement supérieur à l'optimum fixé par les auteurs cités ci-dessus, alors que celui de Mg/Ca reste concordant avec les travaux effectués sur d'autres lacs (exp. Great Salt Lakes, USA (Eardley, 1938)) où l'aragonite précipite. Le rapport Sr/Ca des eaux du lac, bien que supérieur à l'optimum fixé par Lippmann, ne semble pas entraver la précipitation de l'aragonite dans le lac Isli.

\* Le matériel récolté dans les pièges à sédiments contient jusqu'à 50% d'aragonite. En outre, l'analyse minéralogique de travertins récoltés à moins de 50m du lac Isli a montré que ces derniers sont principalement composés d'aragonite.

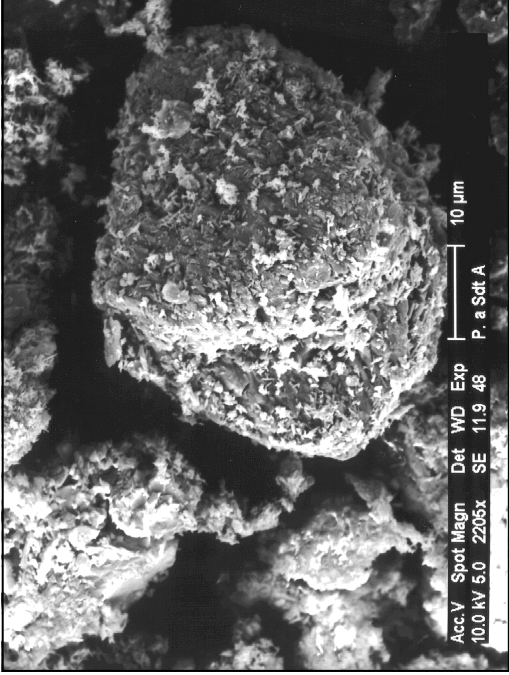


Fig. 4.32 Piège à sédiments, calcite détritique avec des germes d'aragonite.

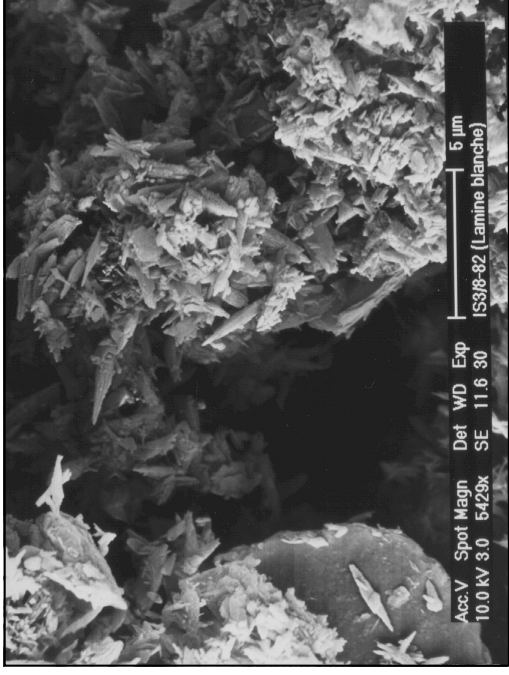


Fig. 4.33a: Lamine blanche, aragonite aciculaire.



Fig. 4.33b: Dolomite de la base de la carotte IS6. Le cristal n'a subi que de très faibles cassures car il n'y a pas eu de transport

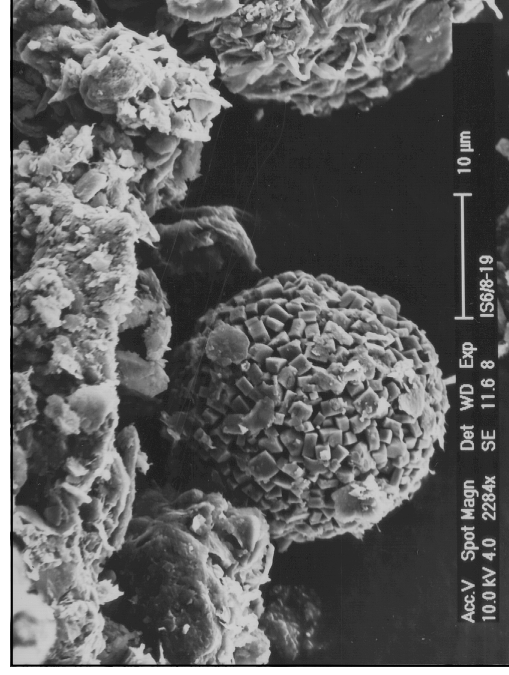


Fig. 4.33c: Pyrite framboïdale, unité D (carotte IS6)

Dans les sédiments du lac Isli, l'aragonite est présente au niveau de l'unité I de la carotte IS6, au sommet de l'unité III de la même carotte, et dans les carottes IS5 (fig. 4.33a), TA1 et TB.

Si dans la carotte IS5, dans l'unité I de la carotte IS6 ainsi que dans les unités 2 et 4 des carottes TA1 et TB, l'aragonite a été interprétée comme étant d'origine biogéochimique<sup>¥</sup>, tel n'est pas le cas pour les autres unités. En effet, dans ces dernières, la présence d'aragonite est principalement due à la présence de coquilles de gastéropodes qui sont à tests aragonitiques (Graf, 1960).

La présence d'aragonite dans les sédiments récoltés dans certains oueds met en évidence la complexité de la sédimentation au niveau du lac Isli. Après l'abaissement du niveau du lac, les oueds creusent leurs lits dans les terrasses et mettent à jour, tout en les érodant, les craies lacustres contenant de l'aragonite. Cette aragonite, "vieille" de 7000 à 10500 ans, se redépose actuellement dans le lac. Une question s'impose alors: L'aragonite retrouvé dans les sédiments de surface du lac Isli, est-elle allochtone? Cela ne semble pas le cas pour les raisons suivantes:

- Toutes les conditions sont actuellement réunies pour permettre la précipitation de l'aragonite : Les eaux du lac sont sursaturées en aragonite, le rapport Mg/Ca fluctue entre 20 et 30 (respectivement pour le mois de mai et octobre et le rapport Sr/Ca est optimal.
- L'aragonite est présente dans les sédiments de surface en plus grandes proportions que dans les lits des oueds. Le taux d'aragonite est encore plus élevés dans les sédiments récoltés dans les pièges à sédiments.

L'aragonite, quand elle est d'origine biogéochimique, varie de façon inversement proportionnelle par rapport à la calcite. La calcite précipitera dans des eaux diluées et peu salines. En revanche, au fur et à mesure que la salinité augmente, c'est l'aragonite qui précipitera.

Dans le lac Isli, l'aragonite comme la calcite, sont de bons marqueurs minéralogiques. Leurs fluctuations peuvent être considérées comme indicateurs des changements physico-chimiques des eaux du lac Isli, qui dépendent eux mêmes des variations climatiques.

### 5.1.3. La monohydrocalcite

La monohydrocalcite ( $\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ), est un carbonate très instable qui, s'il précipite, peut rapidement se transformer en calcite ou en aragonite (Hull et Turnbull, 1973). Dans la littérature, ce minéral n'a été rapporté qu'en de rares cas (Stoffers, 1975; Krumbein, 1975; Sapozhnikov et Isvetkov, 1959; Taylor, 1975).

Dans le lac Kivu (Afrique de l'est, Mg/Ca = 30, pH = 9.5, où l'aragonite représente le minéral carbonaté dominant), la monohydrocalcite est présente sous forme de bipyramide trigonale et de sphérules. Sa présence est liée à plusieurs facteurs (Stoffers et Fischbeck, 1974):

- un rapport Mg/Ca élevé
- une température des eaux inférieure à 40°C
- présence d'ions magnésium, phosphates et de composant organiques inhibant la formation de

<sup>¥</sup> Afin de déterminer l'origine de l'aragonite, nous vous analysé, dans un premier temps, le sédiment total, puis dans un second temps le sédiment total après extraction des débris de coquilles. Si l'aragonite est d'origine inorganique, celle-ci persistera même après extraction des débris de coquilles.

la calcite et de l'aragonite

- une sursaturation des eaux par rapport à la monohydrocalcite.

La préservation de la monohydrocalcite (qualifiée d'instable) a été reliée à la présence de germes de calcite ou d'aragonite et à des eaux profondes peu agressives (Stoffers et Fischbeck, 1974).

L'autre exemple est celui du lac Fellmongery (Australie, Mg/Ca = 20, pH = 8.8). Dans ce lac, la monohydrocalcite est présente sous forme d'agrégats de concrétions ressemblant à des tufs calcaires. Les cristaux bipyramidaux n'ont pas été observés (Taylor, 1975). Selon cet auteur, la formation de la monohydrocalcite est relié à la présence de magnésium et à un pH excédant 8. D'autre part, Broughton (1972), ainsi que d'autres auteurs, ont montré que l'activité biologique, notamment la présence d'algues bleues et vertes, joue probablement un grand rôle dans la précipitation de la monohydrocalcite.

Dans le lac Isli, la monohydrocalcite n'apparaît que dans un échantillon au niveau de l'unité C de la carotte IS6. Cette unité ayant été interprétée comme une réponse à l'élévation du niveau du lac Isli, la présence de monohydrocalcite paraît contredire cette hypothèse. Seule une variation rapide du niveau du lac, engendrée par de forts taux d'évaporations (entraînant une augmentation du rapport Mg/Ca et une sursaturation des eaux en monohydrocalcite), pourrait alors expliquer la présence de monohydrocalcite. La préservation de la monohydrocalcite peut être favorisée par une augmentation rapide du niveau du lac et la dilution des eaux par les précipitations météoriques.

#### 5.1.4. La dolomite

Bien que les eaux du lac Isli soient sursaturées par rapport à la dolomite (§ Contexte général), ce minéral ne précipite pas actuellement. Ceci pourrait dû à l'inhibition cinétique induite par la faible activité de  $\text{CO}_3^{2-}$  et par l'importance de la force du dipôle  $\text{H}_2\text{O}-\text{Mg}^{2+}$  (Lippmann, 1973).

Une étude synthétique de la présence de la dolomite dans des milieux lacustres quaternaires (à l'échelle mondiale) a été entreprise par Last (1990). De cette étude, il ressort que :

- Dans 95% des cas, la dolomite précipite dans des lacs salés. L'accumulation de dolomite dans des lacs faiblement salés n'a été observée qu'au niveau de trois lacs : Devils Lake (USA), Neusiedler See (Europe) et Dasht-i-Nawar playa (Afghanistan).
- La majorité des lacs où la dolomite a été observée sont de type playa, à faible tranche d'eau.
- Outre leur salinité (Eaux de type Na-Cl), les eaux de ces lacs sont caractérisées par leur forte alcalinité et par un taux de Mg/Ca excédant 10.

Dans le lac Isli, la dolomite ne s'observe, en quantités significatives, que dans deux échantillons prélevés à la base de la carotte IS6. Selon Lamb et al (1994), elle indiquerait un milieu de presque-palya et serait donc primaire. Dans le cadre de ce travail, nous lui attribuons une origine détritique. En effet, au nord du lac Isli, on rencontre des conglomérats à matrice carbonatée, d'âge tertio-quaternaire, dont l'analyse aux RX a montré qu'ils présentent les mêmes assemblages minéralogiques (dolomite, smectite et kaolinite) que les sédiments de la base de la carotte IS6 (fig. 4.33b). Nous pourrions donc écarter l'hypothèse d'un environnement de type playa pour ce stade.

## 5.2. Les sels et les sulfates

Il s'agit de la halite et de la thénardite. Ils n'ont pu être observés que dans les dépôts, formant une croûte blanchâtre de fins cristaux, rencontrés sur les plages récemment exondées du lac Isli. Il convient de rappeler que ces minéraux n'ont été observés ni dans les sédiments du lac ni dans le matériel récolté dans les pièges à sédiments.

De telles associations n'ont pu être observées qu'au niveau de lacs très salés (V. Arakel et Hongjun, 1994). Ces auteurs ont relié cette présence non seulement à de forts taux d'évaporation mais aussi à d'importants écarts thermiques aussi bien saisonniers que quotidiens. La recharge du lac par les apports de la nappe phréatique paraît jouer un rôle important.

La thénardite proviendrait de la déshydratation de la mirabilite ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ), qui précipite à des températures inférieures à 2°C. Il est évident que cette association ne se retrouve que dans des régions à climats arides où l'évaporation est intense et les écarts thermiques très importants.

Comme les eaux du lac Isli sont sous saturées en thénardite et en halite, la présence de ces deux minéraux, uniquement dans des encroûtements de plages, pourrait résulter d'une intense évaporation des eaux du lac et celles de percolation sur les sables foncées des plages.

## 5.3. Les oxydes et hydroxydes

- **L'hématite**

Dans les sédiments du lac Isli, l'hématite est d'origine détritique. Elle se retrouve principalement au niveau des grès et pélites des couches rouges d'Anemzi qui constituent sa principale source. Sa présence a surtout été relevée dans les sédiments de la carotte IS5 et dans les unités I et II de la carotte IS6.

- **La pyrite**

Dans un sédiment, la formation de la pyrite est restreinte à des conditions anoxiques où la concentration de  $\text{CO}_2$  est inférieure à  $10^{-6}$  et où la concentration de  $\text{H}_2\text{S}$  est supérieure à  $10^{-6}$  (Berner, 1981). Dans le lac Isli, quand elle est présente, la pyrite se manifeste sous forme framboïdale (fig. 4.33c). Son origine est reliée à une activité bactérienne dans un milieu anoxique.

- **La lépidocrocite**

La lépidocrocite ne s'observe que dans les sédiments de la carotte TB, au niveau de la transition entre les limons fins rouges et les craies lacustres blanchâtres. La lépidocrocite proviendrait de la transformation de la pyrite, une fois le sédiment livré à l'altération superficielle (Pochon, 1978). Elle indiquerait alors la migration du front d'oxydation qui, lui-même, est en étroite relation avec la différence de perméabilité entre deux lithologies (Adatte, 1988).

La présence de lépidocrocite dans les sédiments de la carotte TB serait donc le résultat de l'altération des sulfures de fer après l'émersion de ces sédiments.

#### 5.4. Les minéraux silicatés

Il s'agit du quartz, des plagioclases (albite) et des feldspaths potassiques. Tous ces minéraux sont hérités. Les variations de leurs teneurs dans les sédiments lacustres peuvent être utilisées comme indicateurs des changements des flux détritiques.

#### 5.5. Les minéraux argileux

Singer (1984) écrit : *Clay minerals in sediments (...), can be usefull indicators of paleoclimatic conditions. While they do not produce direct indications of climatic parameters, they provide integrated records of overall climatic impact. Occassionally, they may be superior to the more conventional paleoclimatic methods, such as pollen or oxygen-isotope analysis.*

En effet, l'évolution d'un paysage en voie d'altération dépend non seulement des roches mères (et par conséquent de ses dominances géochimiques) qui le constituent, mais aussi des climats auxquels il est soumis. Nous qualifierons de "*minéraux marqueurs des changements pédologiques*" les minéraux argileux que l'on retrouve dans les sédiments lacustres, mais qui sont absents dans les roches mères. Nous soulignerons, cependant, que bien que le mica et la chlorite soient présents dans les roches du bassin versant, leur altération peut engendrer en premier lieu, l'élargissement de leur édifice cristallin, puis, à plus long terme, la formation d'interstratifiés de type I/S et C/S. L'augmentation des teneurs de ces interstratifiés (par rapport à la roche mère) pourrait donc témoigner de l'altération des roches du bassin versant, en réponse à des changements d'ordre climatique.

Ainsi, dans un domaine ferralitique, plus la saison humide est chaude et prolongée, plus l'hydrolyse est poussée. Lors d'un bon drainage, les ions mobiles sont exportés hors du paysage et une accumulation de silice et d'alumines (tout deux peu solubles) entraîne la formation de kaolinite (Delvigne, 1965): c'est la pédogenèse kaolinisante. La kaolinite est donc un minéral argileux qui se néoforme dans les milieux où règnent un lessivage vigoureux et une forte désaturation des solutions. Elle dérive préférentiellement à partir des produits d'hydrolyse des feldspaths, et plus particulièrement des plagioclases (Tardy, 1969 et Paquet, 1970).

Dans les sols de montagne de climat méditerranéen, l'illite et la chlorite évoluent soit vers la vermiculite, dans le cas des plus fortes pluviosités, soit vers la smectite, dans le cas des pluviosités moindres (Paquet, 1970). Cette transformation passe par plusieurs étapes dont la formation d'interstratifiés gonflants de type I/S et C/S. En effet, le lessivage des ions interfoliaires, alcalins et alcalino-terreux, entraîne la migration, hors du feuillet, d'ions de la couche octaédrique. L'altération de la chlorite commence plus tôt que celle de l'illite (Droste et al, 1962 et Millot, 1964).

Dans les sédiments des carottes prélevées dans le lac Isli ainsi que dans les craies émergées, les minéraux argileux reconnus sont le mica, la chlorite, la kaolinite, la smectite et les interstratifiés I/S et C/S. Par ailleurs, l'analyse minéralogique des roches du bassin versant et des sédiments récoltés dans les lits des oueds, révèle les mêmes associations.

Pour définir la part de l'héritage dans les sédiments lacustres, nous avons comparé les teneurs moyennes des différents minéraux argileux reconnus (à l'exception de la smectite) dans les différents matériaux analysés. De cette comparaison, il ressort (fig. 4.35) que tous les minéraux argileux sont présents en proportions identiques aussi bien dans les sédiments des carottes, dans le matériel récolté dans les lits des oueds que dans les roches du bassin versant. Il faut toutefois noter que les roches du bassin versant présentent un léger enrichissement en chlorite.

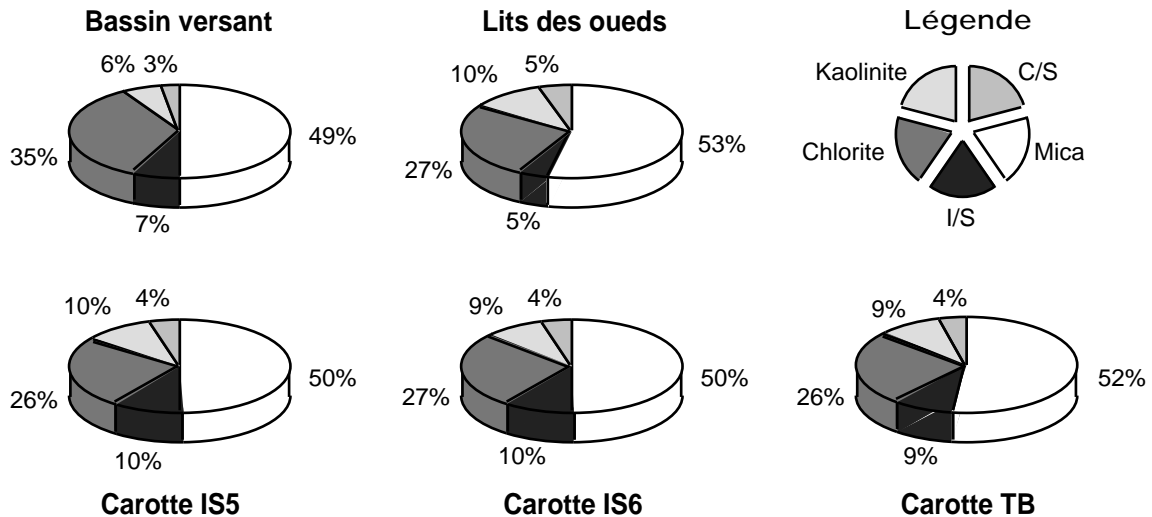


Fig. 4.35: Comparaison des moyennes des teneurs relatives des différents minéraux argileux dans les carottes, dans les roches du bassin versant et dans les lits des oueds.

D'autres similitudes entre les différents matériaux analysés ont été observées:

- Les micas fournis par les roches mères sont en général<sup>o</sup> ouverts (LS variant entre 0.3 et 0.7 °2 ), donc altérés. On retrouve les mêmes valeurs de LS pour les sédiments des carottes et des lits des oueds.
- Les taux de gonflants des interstratifiés sont comparables pour tous les matériaux analysés, ils varient entre 10 et 20%.

Les courbes d'évolution des teneurs relatives des minéraux argileux ne révèlent que de très légères variations au travers des carottes analysées. Cette distribution monotone témoignerait de la constance "qualitative" des apports dans le temps. Cette constance indiquerait par conséquent, qu'aucun changement pédologique majeur n'a affecté la région du plateau des lacs. Cette hypothèse est étayée par la parité du chimisme des micas et des chlorites.

Nonobstant, il existe des variations de l'intensité des apports comme l'indique l'évolution des teneurs brutes des minéraux. Le mica et la chlorite, abondants dans les roches mères, varient en parallèle comme en atteste la figure 4.36. Les autres minéraux argileux (C/S, I/S et kaolinite), potentiellement capables de dériver d'une altération, montrent en revanche des variations plus ou moins différentes.

<sup>o</sup> A l'exception des micas des calcaires corniches bajociens, qui elles, présentent des LS avoisinant 0.2°20 .

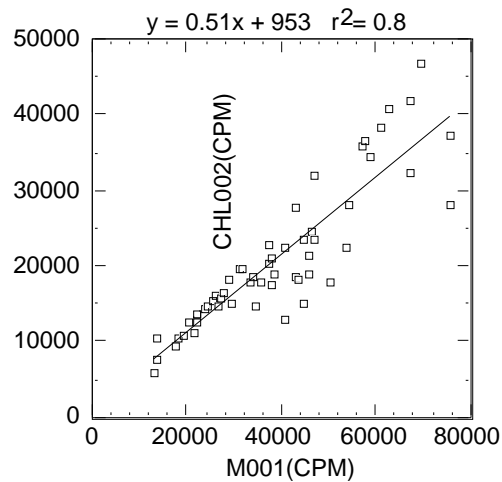


Fig. 4.36: Carotte IS6, teneurs des micas vs teneurs des chlorites en préparations glycolées

Les interstratifiés I/S covarient avec les micas (fig. 4.37), mais la dispersion des points autour de la droite de régression est plus importante. Cette dispersion est plus accentuée pour la C/S (fig. 4.38) et pour la kaolinite (fig. 4.39). Pour tenter d'expliquer ces dispersions, nous avons utilisé le mica et la chlorite comme dénominateurs témoins du détritisme "frais\*".

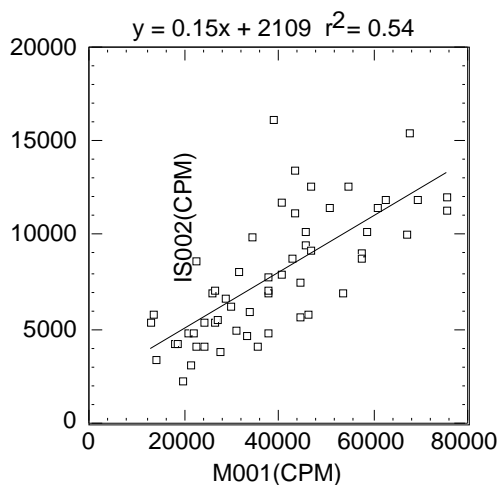


Fig. 4.37: Carotte IS6, mica versus I/S (2G)

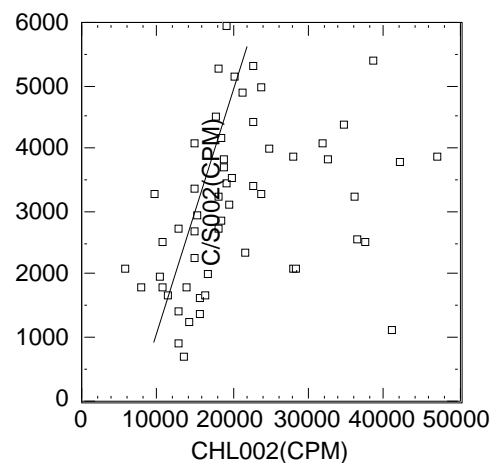


Fig. 4.38: Carotte IS6, chlorite versus C/S (2G)

Les variations des rapports IS/M, CS/Chl et K/Chl montrent que (fig. 4.39):

- Tous les rapports calculés varient au-delà de la moyenne calculée pour les roches mères
- Les rapports CS/Chl et K/Chl covarient. Ils montrent une augmentation brutale au passage des unités D à C, suivie d'une diminution graduelle, puis à nouveau d'une légère augmentation
- Le rapport IS/M montre une variation similaire à celle des autres rapport au niveau de l'unité basale. En revanche, dans les deux autres unités, il reste plus ou moins constant.

L'augmentation de ces rapports au-delà des valeurs moyennes calculées pour la roche mère pourrait témoigner de la "néoformation", dans le sol du bassin versant, de la kaolinite, des I/S et des C/S. Cependant, ces néoformations ne paraissent pas être importantes puisqu'elles restent imperceptibles dans les variations des teneurs relatives des minéraux argileux.

\* Qui n'aurait subi aucune altération

L'unité basale de la carotte IS6 contient des associations argileuses quantitativement comparables à celles des roches mères. Elle représenterait donc une phase où tous le matériel argileux provient directement des roches mère sans que celles-ci aient subi une altération préalable. Cette hypothèse est soutenue par les faibles valeurs de la LS:

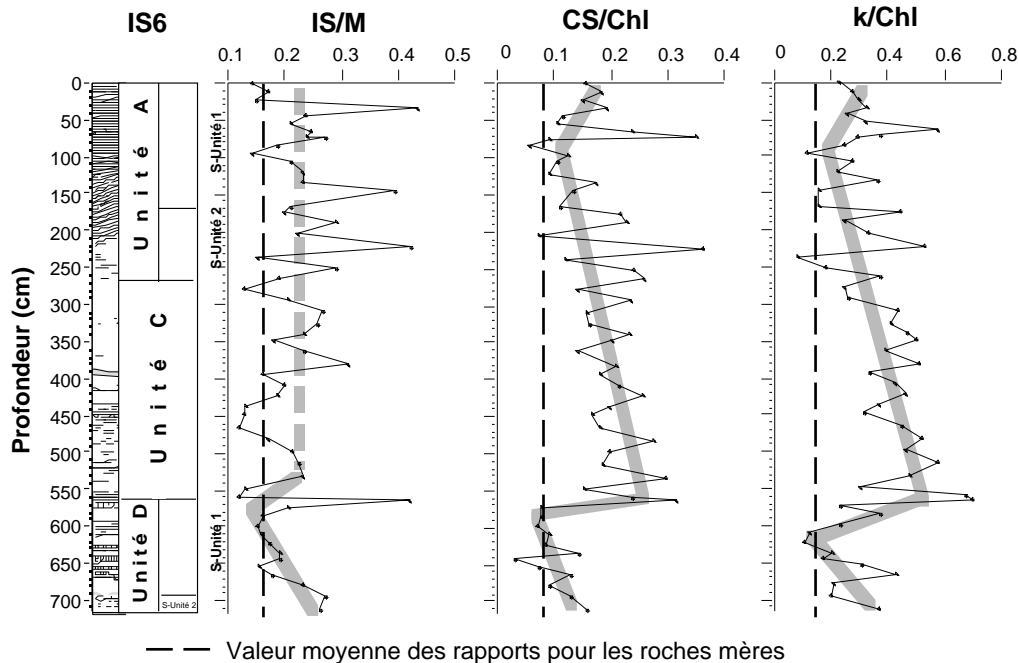


Fig. 4.39: Carottes IS6, variations des rapports IS/M, CS/Chl et K/Chl en fonction de la profondeur  
 IS/M = rapport I/S sur micas (intensités brutes)  
 CS/Chl = rapport C/S sur chlorite (intensités brutes)  
 K/Chl = rapport kaolinite sur chlorite (intensités brutes)

La base de l'unité C, reflète, quand à elle, une activité pédologique (par hydrolyse et lessivage) relativement plus importante dans le bassin versant. Elle aurait engendré la formation de kaolinite et l'altération des micas et des chlorites en édifices gonflants. Cette activité pédogénétique s'atténue progressivement, comme le reflète l'enregistrement des sédiments sus-jacents.

## 6. Interprétations et conclusions

Bien que le détritisme joue un rôle prépondérant dans la sédimentation au niveau du lac Isli, plusieurs minéraux marqueurs ont pu être déterminés. L'évolution de ces minéraux donne d'importants renseignements quand au paléoenvironnement du lac. Nous traiterons séparément l'évolution du chimisme du lac et l'évolution du bassin versant.

Dans ce chapitre, nous nous baserons sur le profil synthétique réalisé dans le chapitre précédent afin d'interpréter ces variations minéralogiques en termes paléoclimatiques. Cette interprétation s'effectuera selon les intervalles de temps reconnus:

### *Entre 34'850 et 28'000 ans B.P.*

Pour cet intervalle de temps, nous ne disposons que des données de l'unité D de la carotte IS6. Cette unité a pu être subdivisée en deux sous-unités.

• La sous-unité D2 (entre 714 et 681cm): Elle comporte de la calcite, de la dolomite, de la kaolinite et des smectoïdes. Nous avons montré, plus haut, le lien de parenté qui existe entre ces sédiments et ceux de la matrice carbonatée des conglomérats tertio-quaternaires. Cette affiliation attribue donc une origine détritique à cette sous-unité. Or la présence de carbonates encroûtés autour des macrophytes montrent que ces sédiments ne sont pas entièrement hérités, mais qu'ils constituent une amalgame entre les sédiments des conglomérats, les sédiments précipités dans le lac (en l'occurrence la calcite) et du matériel provenant du reste du bassin versant. Cette unité correspondrait au début du remplissage du lac par les eaux. La présence d'encroûtements calcitiques témoignent en effet que ces sédiments se sont formés dans la limite de fluctuation de la zone photique. En se basant sur les conditions trophiques actuelles du lac, nous pourrions estimer (fig. 4.40) la profondeur de la tranche d'eau (relativement au fond actuel du lac) à 45m (35m (profondeur du sondage) + 10m (épaisseur de la zone photique)).

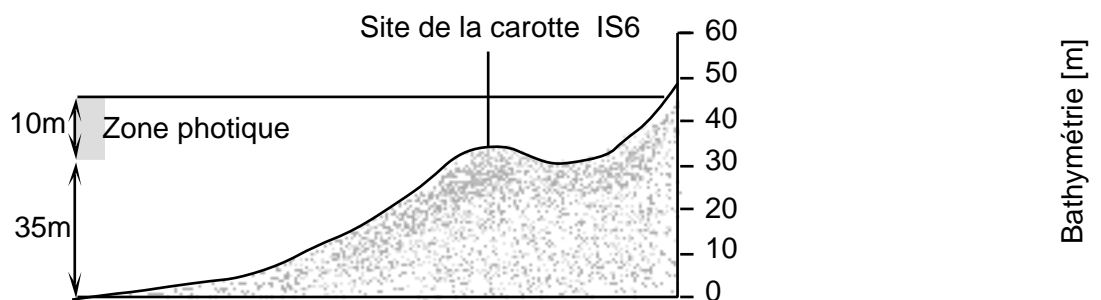


Fig. 4.40: Estimation de la tranche d'eau au niveau du site de carottage de la carotte IS6

• La sous-unité D1. (entre 681 et 566cm). Cette sous-unité est formée par une alternance de bancs carbonatés et de limons argileux carbonatés. Le minéral carbonaté dominant est la calcite. Celle-ci, comme pour la sous-unité sous-jacente, se présente sous forme d'encroûtements et de concrétions. La pyrite est présente sous forme framboïdale. Ces sédiments peuvent être interprétés comme une réponse à des fluctuations du niveau du lac (entre 40 à 60m au dessus de la plaine lacustre) où les carbonates se seraient formés dans la zone photique et où les bancs limoneux se seraient déposés sous une plus grande tranche d'eau. La granulométrie du résidu insoluble va dans le sens de cette hypothèse. En effet, ces sédiments sont grossiers (par rapport aux autres unités), témoignant d'un hydrodynamisme de milieu littoral.

Le sommet de cette unité se marque par l'apparition d'aragonite dans un seul échantillon. Cette aragonite pourrait provenir des tests de gastéropodes abondants dans cet échantillon.

### ***Entre 28'000 et 20'000 ans B.P.***

D'après les datations  $^{14}\text{C}$  effectuées, la transition entre l'unité D et l'unité C (carotte IS6) est marquée par un hiatus. Elle se caractérise par un changement radical de la lithologie (transition des bancs carbonatés à encroûtement à des sédiments fins, limoneux renfermant des cristaux de calcite rhomboédrique) et de la minéralogie (principalement la disparition de la pyrite et l'apparition de l'hématite, et la diminution des teneurs en calcite). Les sédiments couvrant cette période ont probablement été érodés consécutivement à une déstabilisation des sédiments. Cette déstabilisation est vraisemblablement due à une baisse drastique du niveau du lac.

### ***Entre 20'000 et 10'400 (?) ans B.P.***

Les sédiments de cette unité sont composés de limons argileux très peu carbonatés, homogènes à très faiblement laminés. La minéralogie de cette unité se caractérise par l'absence de la pyrite, qui est relayée par l'hématite. Les teneurs en minéraux détritiques (phyllosilicates, quartz et plagioclases) augmentent et les teneurs en calcite (la calcite se présente sous forme rhomboédrique avec la disparition des encroûtements) diminuent par rapport à l'unité basale. Nous avons pu déterminer, grâce aux comparaisons du rapport Calcite/Quartz de cette unité avec celui des sédiments récoltés dans les oueds, qu'environ 45 % de la calcite est authigénique.

Cette unité pourrait être interprétée comme la réponse sédimentologique à une augmentation du niveau du lac. Cette augmentation, ayant élevé le niveau de la zone photique, a induit un changement de la nature de la calcite qui se forme dans le lac (passage des encroûtements au rhomboèdres). Les apports détritiques augmentent et deviennent plus fins (§ Granulométrie) en réponse à une augmentation des précipitations météoriques. Ces précipitations, pour favoriser l'apport de sédiments fins, devaient être continues mais non torrentielles. C'est durant cette époque que le lac aurait débordé comme pourrait en attester les paléo-exutoires, ainsi que la présence de truites (*Salmo trutta*) actuelles, emprisonnées après l'isolement du lac. La présence de monohydrocalcite dans cette unité supposerait que des phénomènes d'évaporation intense ont eu lieu durant cette période. Il faudra cependant souligner que la monohydrocalcite aurait pu se former sur les berges du lac, puis resédimentée au niveau du site de carottage.

### ***Entre 10'400 et 7'225 ans B.P.***

Seuls les sondages effectués dans les craies et limons affleurant autour du lac Isli couvrent cette période. Nous avons principalement focalisé notre étude sur les carottes TA1 et TB qui sont les plus complètes.

En se basant sur la nature du minéral carbonaté dominant, trois épisodes ont pu être distingués:

La première période (entre 10'400 et 9'900 ans B.P.) se caractérise par une dominance de l'aragonite. Cet intervalle s'enregistre aussi bien dans les sédiments de la carotte TA1 que dans ceux de la carotte TB. Il est important de rappeler que ces deux carottes ont été prélevées à respectivement 8.5 et 5m au-dessus du niveau actuel du lac (95m). D'après la nature en encroûtement de ces sédiments, nous pouvons déduire qu'ils se sont formés dans la zone photique. Le niveau du lac pouvait atteindre 113.5m (95m + 8.5m + 10m). Bien que ce niveau soit supérieur au niveau actuel, il y avait néanmoins production d'aragonite indiquant que les eaux étaient plutôt salées (nous ne pouvons pas faire de comparaisons avec les eaux actuelles).

La période (entre 9'900 et 9'700 ans B.P.) représente le début d'une nouvelle augmentation du niveau lacustre. Cette augmentation se traduit par la dilution des eaux, qui devenant de moins en moins salées, favorisent la précipitation de calcite, d'où la coexistence entre aragonite et calcite.

La période entre 9'700 et 7'900 ans B.P. est à dominante calcitique (l'aragonite présente provient des tests des gastéropodes). Elle marque le retour à des eaux plus douces ne permettant plus la précipitation d'aragonite. Elle indiquerait donc un niveau lacustre plus élevé que durant la période

antérieure.

La période entre 7'900 et 7'200 ne se marque qu'au niveau de la carotte TA1. Elle se caractérise par un retour à une sédimentation aragonitique indiquant une baisse du niveau du lac. C'est cette baisse du niveau lacustre qui, en déstabilisant les sédiments, aurait érodé les sédiments correspondant à l'enregistrement de la période comprise entre 9'700 et 7'900 ans B.P. de la carotte TA1.

### ***Entre 7'225 et 4'000 ans B.P.***

Cette période n'est enregistrée dans aucun des sondages effectués.

### ***Entre 4'000 ans B.P. et l'actuel***

Pour cet intervalle de temps, nous nous baserons sur les enregistrements de la carotte IS5. En effet, celle-ci présente un taux de sédimentation plus élevé que celui de l'unité A de la carotte IS6 avec laquelle elle a été corrélée. Elle nous permet donc une reconstitution plus détaillée (et mieux datée) des événements sédimentaires qu'aurait connu le lac durant cette période.

Bien que les associations minéralogiques demeurent identiques au travers de cette carotte, l'évolution des teneurs de l'aragonite nous ont permis de déduire les variations de la salinité des eaux du lac et par conséquent, de son niveau. La calcite, quant à elle, est présente en très faibles proportions (<5% de la roche totale). Nous lui avons attribué une origine détritique.

Deux épisodes de salinité supérieure à l'actuel, caractérisées par de fortes précipitations d'aragonite ont été enregistrées entre 3'500 et 2'500 ans B.P. et entre 2'100 et 1'500 ans B.P. La partie sommitale de cette carotte (sous-unité 1) présente des similitudes avec les conditions actuelles du lac, on n'y relève, toutefois, aucun changement majeur.

### ***Evolution du bassin versant***

Dans le but de reconstituer l'histoire pédologique du bassin versant du lac Isli, nous avons effectué des analyses minéralogiques des fractions argileuses, sur les carottes prélevées dans le lac Isli et dans des profils de craies émergées. L'évolution des teneurs des différents minéraux argileux reconnus dans ces carottes est alors comparée d'une part, avec les différentes lithologies rencontrées dans le bassin versant (qui constituent la roche mère, source du détritisme "frais") et d'une autre part, avec le matériel récolté dans les lits des oueds (qui constituent un amalgame de matériel argileux des roches mères et des produits de l'altération dans les sol).

Actuellement, les sols du bassin versant du lac Isli sont peu évolués. Leur cartographie effectuée par Tahri (1991) a montré que plus de 95% de la superficie du bassin versant est occupé par des sols bruts (65.1%) et peu évolués (30%). Les sols plus évolués appartenant à la classe des sols isohumiques et à la classe des sols brunifiés n'occupent que 4.9% de la superficie du bassin. Ces derniers sont en général localisés dans les dépressions entre les collines.

La distribution des teneurs relatives des minéraux argileux ne montre aucune variation notable au cours du temps. En outre, les analogies entre ces distributions et celles observées dans les roches

mères indiquerait que le bassin versant du lac Isli n'a été, à aucun moment, le siège d'une pédogenèse active et que le paysage a été, en tout temps, plus ou moins identique à l'actuel. Il faudra toutefois signaler une légère augmentation des teneurs brutes en kaolinite et en interstratifiés de type chlorite/smectite à partir de 20'000 ans B.P. et qui s'atténue progressivement jusqu'à nos jours. Cette augmentation nous amène à suggérer qu'entre 28'000 et 20'000 ans B.P., les conditions climatiques ont permis le développement d'une pédogenèse kaolinisante et que, par conséquent, le climat était humide et à saisons contrastées. Cette hypothèse confirmerait l'augmentation du niveau lacustre à partir de 20'000 ans B.P.

Nous avons montré, plus haut, que le niveau du lac a varié ostensiblement au cours du temps, en réponse aux climats qui se sont succédés. Cette hypothèse paraît, à priori, contradictoire avec celle postulant que le bassin versant n'a subi aucune variation pédogénétique notable. Pour répondre à cette "contradiction", deux hypothèses peuvent être énoncées:

- Le lac Isli étant situé à 2270m d'altitude, il a toujours été au-dessus de la limite des arbres. L'absence d'une flore arborescente défavoriserait l'installation et la préservation d'un sol. Cette hypothèse peut être confirmée par les données palynologiques qui stipulent que la forêt méditerranéenne s'est installée il y a au moins 4'000 ans B.P. au nord du lac Isli, sans pour autant coloniser, à proprement dit, son bassin versant. Cette situation est similaire aux conditions actuelles.
- La topographie du bassin versant étant très accidentée, elle entraîne une érosion intense qui entrave tout développement de sol.

# Géochimie

---

## 1. Méthodologie

Seules les carottes IS6, TA1 et TB ont fait l'objet d'une analyse géochimiques détaillée. Compte tenu des corrélations effectuées, lors des précédents chapitres, entre les différentes carottes prélevées dans les terrasses, nous discuterons uniquement des données obtenues sur la carotte TB. Toutefois, les résultats des analyses effectuées sur la carotte TA1 seront présentés pour comparaison.

Deux méthodes ont été utilisées pour les analyses géochimiques: sur la roche totale (=analyse élémentaire) et sur la fraction carbonatée (=spéciation des carbonates).

Sur la roche totale, les teneurs en carbone total, en hydrogène et en azote ont été analysées par chromatographie en phase gazeuse par le CHN-Carlo Erba EA 1108 analyser. Le standard utilisé est le Cyclohexanon-2,4-dinitrophenyl-hydrazon ( $C_{12}H_{14}N_4O_4$ ). L'erreur due à l'analyse est estimée à 0.2%. Une partie de ces analyses (principalement du carbone total) ont été effectuées à l'EAWAG, Dübendorf.

Le carbone organique est obtenu par soustraction du carbone minéral\* au carbone total soit:

$$C_{\text{organique}} = C_{\text{total}} - C_{\text{minéral}}$$

L'analyse géochimique des carbonates - ou la spéciation des carbonates - a été effectuée selon les méthodes de routine du Laboratoire de Minéralogie, Pétrographie et Géochimie de l'institut de Géologie de Neuchâtel (Beck, 1987):

---

\* Cf. chapitre *Sédimentologie et stratigraphie*

A 1g d'échantillon sec (soit par lyophilisation soit séché à 110°C pendant une nuit), broyé à l'agate et homogénéisé, est ajouté 20ml d'HCl (1N) et chauffé à 80°C pendant 30 minutes sous agitation. Après filtration sur filtre Millipore 0.45µ, le filtrat est amené à 100ml avec de l'eau désionisée. Le résidu insoluble, rincé abondamment puis séché, est pesé et rapporté à la roche totale.

L'analyse des cations solubles (Mg, Sr, Mn, Fe, K et Al) se fait par absorption atomique à flamme (Perkin Elmer 5100). Le calcium est analysé par le Titroprocessor 682 Metrohm à électrode spécifique de calcium. Les teneurs en Al, PO<sub>4</sub> et SiO<sub>2</sub> ont été déterminés par la FIA "Flow Injection Analysis" de Tecator.

## 2. Résultats des analyses élémentaires

### 2.1. Le carbone minéral et organique

Le bilan du carbone a été établi pour les carottes IS5, IS6 ainsi que pour les carottes TA1 et TB (fig. 5.1).

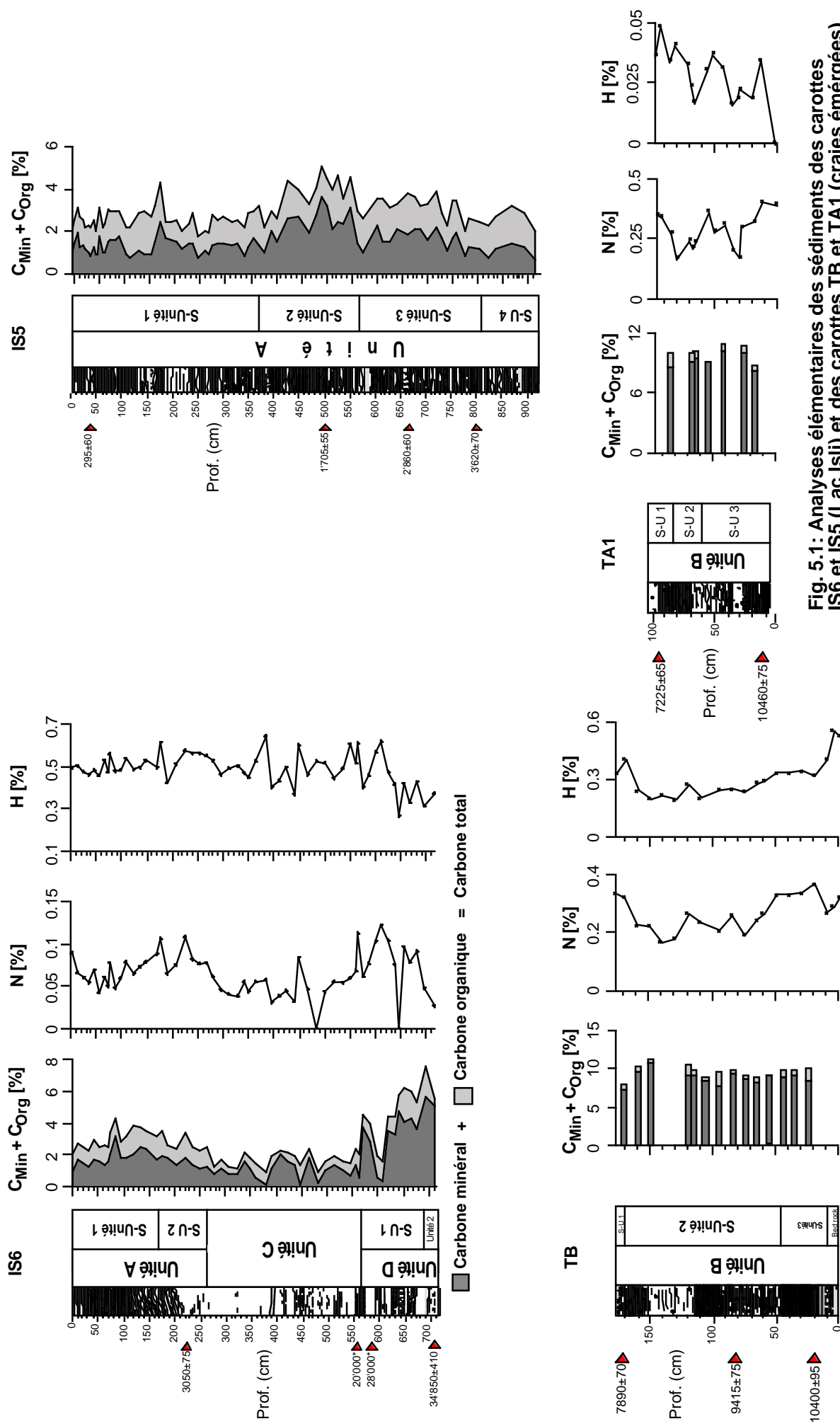
Dans la carotte IS5, les teneurs en carbone minéral sont plus élevées dans le faciès F.B que dans le faciès FA. Sa teneur moyenne est de  $1.55 \pm 0.61\%$  (correspondant à  $12.88 \pm 5.07\%$  de calcite stoechiométrique). Le carbone organique varie en parallèle avec le carbone minéral, avec une moyenne de  $1.37 \pm 0.30\%$ . Le faciès F.B (sous-unités 2, 3 et 4) est plus riche en carbone organique que le faciès F.A.

Dans la carotte IS6, les teneurs en carbone minérale sont plus élevées dans l'unité basale (teneur moyenne =  $1.71 \pm 0.49\%$  correspondant à  $14.25 \pm 4.06\%$  de calcite stoechiométrique), ces teneurs diminuent dans l'unité médiane (teneur moyenne =  $1 \pm 0.53\%$  correspondant à  $8.36 \pm 4.43\%$  de calcite stoechiométrique) puis augmentent à nouveau dans l'unité sommitale (teneur moyenne =  $3.46 \pm 1.61\%$  correspondant à  $28.85 \pm 13.45\%$  de calcite stoechiométrique). Le carbone organique évolue parallèlement au carbone minéral. Sa teneur ne varie que très peu le long du profil ( $1.02 \pm 0.42\%$ ).

Les carottes prélevées dans les terrasses sont plus carbonatées. Ceci est reflété par les teneurs élevées en carbone minéral,  $7.76 \pm 2.98\%$  dans la carotte TB (correspondant à environ 65% de calcite stoechiométrique) et  $9.28 \pm 0.74\%$  dans la carotte TA1 (soit environ 77% de calcite). Les teneurs en carbone organique sont légèrement plus faibles que dans les autres carottes analysées. La carotte TB, comme TA1, contient en moyenne  $0.75 \pm 0.5\%$  de carbone organique.

### 2.2. L'azote et l'hydrogène

Dans la carotte IS6, l'azote évolue parallèlement au carbone organique avec une teneur moyenne de  $0.06 \pm 0.03\%$ . Il est présent en plus faible proportions dans les carottes prélevées dans les craies émergées TA1 et TB, avec des teneurs moyennes d'environ  $0.03 \pm 0.01\%$ .



L'hydrogène suit, en revanche, une évolution parallèle à celle des phyllosilicates. Sa teneur moyenne dans la carotte IS6 est de  $0.49 \pm 0.08\%$ . Cette teneur est plus faible dans les craies des terrasses, avec des moyenne de  $0.3 \pm 0.08\%$

### 3. Spéciation des carbonates

L'attaque chlorhydrique des sédiments solubilise principalement, les cations provenant de la phase carbonatée. Elle peut, cependant, libérer des éléments chimiques provenant aussi bien des minéraux argileux, de la matière organique, des phosphates, de la silice amorphe, que des hydroxydes de fer et d'aluminium (Kübler et al, 1979).

Les variations des teneurs des éléments chimiques analysés sont représentés sur la figure 5.2 pour la carotte IS6, et sur la figure 5.3 pour les carottes TA1 et TB.

#### 3.1. Le calcium

Dans la carotte IS6, la courbe d'évolution du calcium, avec la profondeur, rappelle celle des carbonates. L'unité basale présente les teneurs les plus élevées en calcium (moyenne = 13.148%). Cette teneur diminue depuis la base de la carotte vers le sommet de celle-ci. Cette teneur diminue dans l'unité médiane (moyenne = 2.438%) pour augmenter à nouveau dans l'unité sommitale (4.896%).

Dans les carottes prélevées dans les terrasses, le calcium est présent uniformément dans les parties les plus carbonatées (sous-unités 2 et 3). La base et le sommet des carottes en contiennent moins, puisqu'ils se constituent d'un mélange de sédiments lacustres et de sédiments terrigènes

#### 3.2. Le strontium

Dans les sédiments de la carotte IS6, le strontium varie en parallèle avec le calcium. Ainsi, dans l'unité basale de cette carotte, le strontium, avec une moyenne de 0.232%, est présent en de plus grandes proportions que dans les unités sus-jacentes 2 et 1. Ces dernières présentent des moyennes respectives de 0.023% et de 0.135%.

Dans les sédiments de la carotte TB, le strontium montre une moyenne 0.77%. Cette teneur est plus élevée que celles enregistrées dans les carottes prélevées dans le lac.

#### 3.3. Le magnésium

Mis à part les deux échantillons de la base de la carotte IS6 (unité 3b), où le magnésium est présent en de très grandes proportions (3.4% et 2.17%), les teneurs de cet élément restent constantes dans les unités D et C avec une moyenne de 0.97%. L'unité A, en revanche, montre une progression linéaire de ces teneurs, pour atteindre une valeur de 2.59% au sommet de la carotte.

# Carotte IS6 - Spéciation des carbonates

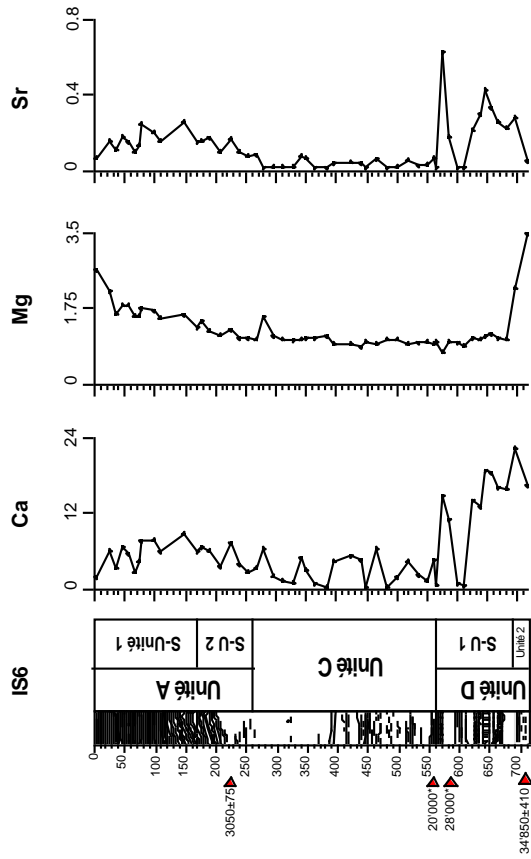
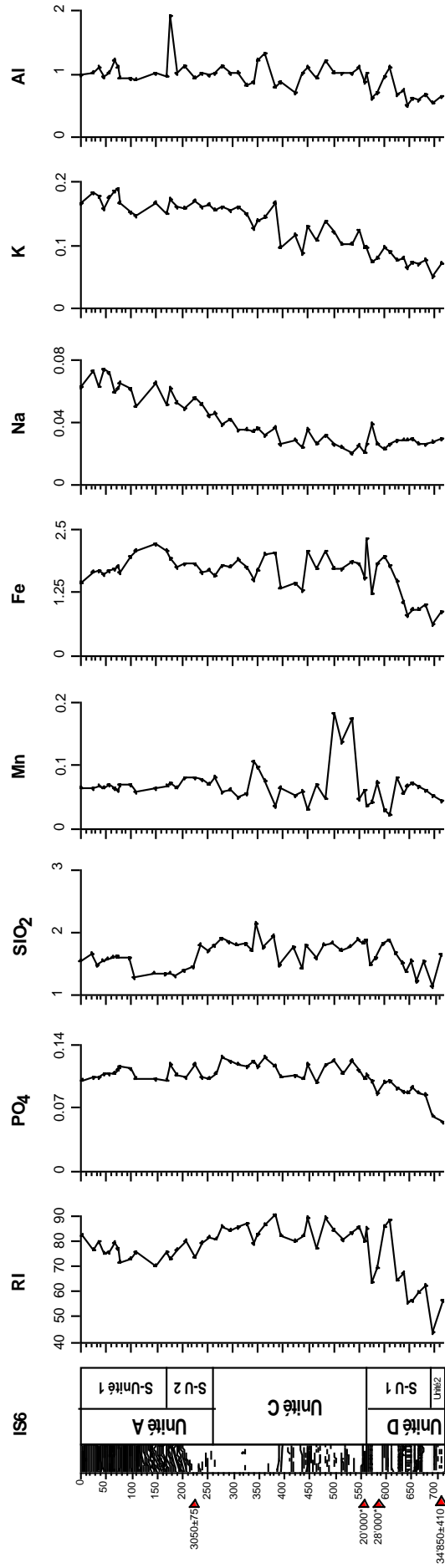
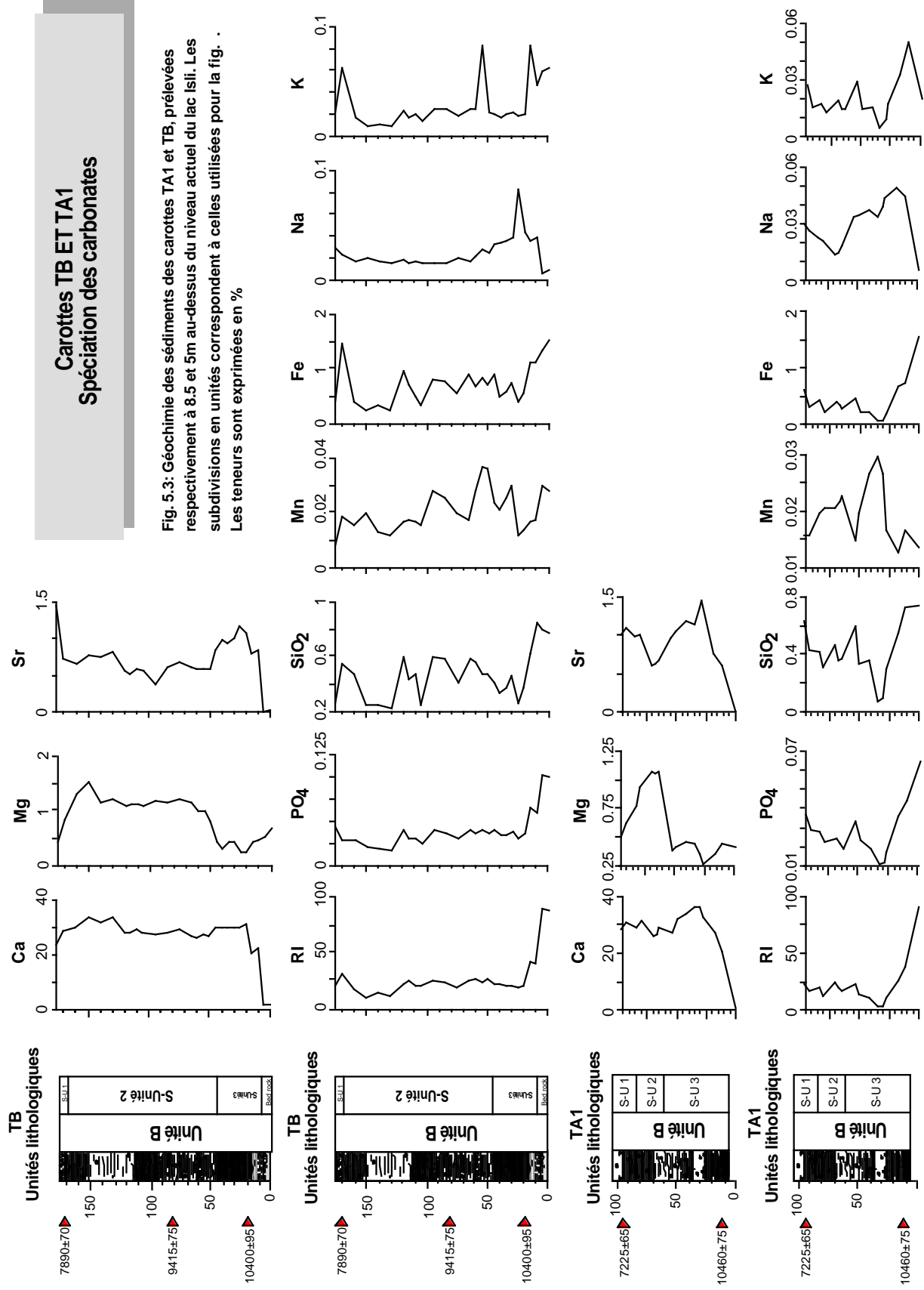


Fig. 5.2: L'analyse géochimique des sédiments de la carotte IS6 montre des variations dont les limites coïncident avec celles déterminées par la lithologie, la palynologie et l'analyse élémentaire.  
Les teneurs sont exprimées en %.





Dans les sédiments de la carotte TB, les variations des teneurs en magnésium sont inversement proportionnelles à celles du strontium. Les plus grandes teneurs sont enregistrées dans la sous-unité 2 de la même carotte avec une teneur moyenne de 1.15%.

### 3.4. Le résidu insoluble

Après attaque à l'acide chlorhydrique; le résidu insoluble, abondamment rincé puis séché, est pesé. Son poids rapporté au poids d'attaque constitue le pourcentage de matériel non dissout. Il est donc évident que les variations de celui-ci seront inversement proportionnelles à celles des carbonates et, par conséquent, à celles des éléments qui leurs sont reliés (principalement Ca, Mg et Sr).

Les carottes prélevées dans les craies des terrasses et l'unité D de la carotte IS6, sont moins riches en résidu insoluble avec des teneurs respectives de 25% et 60%. L'unité médiane de la carotte IS6, limono-argileuse, montre les plus grandes teneurs en résidu insoluble avec une moyenne d'environ 80%. L'unité sommitale montre une diminution du résidu insoluble avec une moyenne ne dépassant pas 72%.

### 3.5. Les phosphates, le fer, la silice et l'aluminium

Dans la carotte IS6, les phosphates, le fer et la silice présentent des évolutions plus ou moins similaires à celle du résidu insoluble. La courbe d'évolution de l'aluminium, quant à elle, rappelle plutôt celle des phyllosilicates. Pour les trois éléments, les plus grandes proportions sont enregistrées dans les unités A et C.

La carotte TB présente deux particularités :

- l'aluminium n'a pas pu être dosé
- dans les sous-unités 2 et 3, la silice montre une augmentation qui n'est que légèrement enregistrée par le résidu insoluble

### 3.6. Le sodium et le potassium

Bien que leurs courbes d'évolution soient différentes, les teneurs en sodium et en potassium montrent une augmentation depuis la base de la carotte IS6 jusqu'à son sommet. Il serait cependant important de noter que les teneurs en sodium restent plus ou moins constantes jusqu'à une profondeur de 4m pour augmenter selon une progression linéaire jusqu'au sommet de la carotte (cette évolution rappelle celle du magnésium). En revanche, les teneurs en potassium augmentent depuis la base de la carotte, jusqu'à 4m selon un gradient linéaire. Ce gradient s'atténue après cette limite, pour devenir plus ou moins constant. Il est en outre important de noter que cette limite, fixée ici à 4m, ne correspond à aucune limite précédemment définie par la lithologie et par la minéralogie.

Si dans la carotte TB, le potassium suit l'évolution du résidu insoluble, il n'en est pas de même pour le sodium. En effet, ce dernier suit une évolution plus ou moins parallèle à celle du strontium (cette tendance est plus marquée au niveau de la carotte TA1 que dans la carotte TB).

### 3.7. Le manganèse

En moyenne, le manganèse est présent en de plus faibles proportions dans les sédiments de la carotte TB que dans ceux de la carotte IS6. La courbe d'évolution du manganèse dans la carotte IS6 est uniforme à l'exception de trois échantillons où les teneurs doublent d'intensité. Ces trois échantillons sont situés juste au dessus de la transition entre les unités C et D. Il en est de même pour la carotte TB où l'on observe les teneurs les plus élevées au passage des sous-unités 2 à 3.

## 4. Interprétation et discussion

Les données de la géochimie et celles de la minéralogie ont été compilées pour les carottes IS6 et TB, afin d'effectuer une analyse factorielle en composantes principale (ACP). La matrice de corrélation issue de cette analyse est reportée sur le tableau 5.1.

Le résidu insoluble covarie avec les phyllosilicates. Les corrélations avec le quartz, les plagioclases et le feldspath potassique ne sont pas significatives. Les phyllosilicates constituent donc l'élément dominant du résidu insoluble. Par ailleurs, le résidu insoluble est inversement proportionnel au carbone total, au carbone minéral au calcium et à la calcite. Il n'existe cependant, aucune corrélation entre le RI et l'aragonite.

Bien que les coefficients de corrélation ne soient pas excellents ( $R = 0.65$ ), l'azote covarie avec le carbone organique et l'hydrogène avec le RI (et par conséquent avec les phyllosilicates) et avec les phosphates. Nous pourrions postuler, à partir de ces données, l'affiliation de l'azote à la matière organique et celle de l'hydrogène aux phyllosilicates. Les phosphates seraient probablement d'origine détritique.

L'aluminium, le fer et le potassium covarient avec les phyllosilicates (et le résidu insoluble), dans lesquels ils sont incorporés.

Le strontium covarie avec le calcium, le carbone minéral et, en moindre mesure, avec l'aragonite et la calcite. Le magnésium, quant à lui, ne covarie qu'avec la dolomite et le sodium. Ce dernier covarie uniquement avec l'aragonite.

La représentation graphique des résultats de l'ACP (fig. 5.4) met en évidence, la présence de deux pôles, l'un à dominante détritique et l'autre à dominante carbonatée: Les sédiments de l'unité B forment le pôle carbonaté et les sédiments de l'unité A, le pôle détritique. L'unité D est intercalée entre ces deux pôles. Cette ségrégation, déterminée par les associations minéralogiques, permet de subdiviser les éléments chimiques en trois groupes distincts:

- Les éléments chimiques liés aux minéraux détritiques silicatés: il s'agit du Fer, de la silice, des phosphates du potassium et de l'aluminium.



- Les éléments chimiques liés à la phase carbonatée (authigénique et/ou allochtone): Il s'agit du calcium, du magnésium et du strontium
- Le sodium et le manganèse.

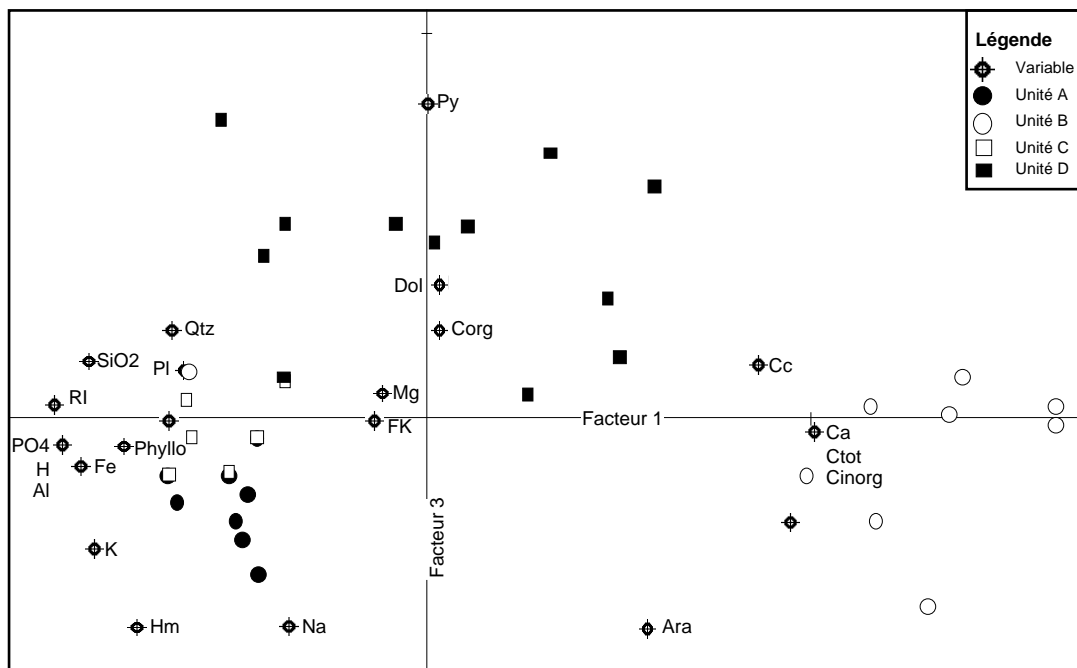


Fig. 5.4: Analyse factorielle en composante principale, incluant d'une part les données de la géochimie et de la minéralogie, et d'autre part les sédiments de la carotte IS6 et TB.

Si l'analyse des coefficients de corrélation permet d'individualiser des lois de variation entre les éléments ainsi qu'entre les éléments et la minéralogie, l'analyse graphique amène des renseignements supplémentaires:

### *Le strontium*

En présence d'aragonite (unité 1 de la carotte IS6 et carotte TB), le strontium covarie avec les teneurs de ce minéral. Or, Holland et al (in Kinsman, 1969) ont montré que le pourcentage de  $\text{SrCO}_3$  incorporé aussi bien dans les sédiments aragonitiques marins, que dans les coquilles de certains mollusques ne dépasse que rarement 1%, alors que la calcite peut en contenir jusqu'à 10% (Terada, 1953). Par ailleurs Kübler (1962) a observé, dans les sédiments du paléolac du Locle, la présence d'environ 2% de Sr. Cette auteur admit que cet élément se présente sous forme de strontianite sans pour autant qu'elle soit détectable lors des analyses minéralogique. Comme les quantités de Sr observées dans les sédiments du lac Isli ne dépassent pas 2%, celles-ci pourrait être incorporées aussi bien dans l'aragonite ou, le cas échéant, former des concrétions de strontianite ou de célestine.

L'unité basale de la carotte IS6 (exception faite de la sous-unité 3b, contaminée par la matrice des conglomérats tertio-quaternaires) offre un cas différent. En effet, bien que le strontium atteint les valeurs maximales enregistrées dans les sédiments de la carotte, l'aragonite n'est pas présente: La composition chimique des eaux, malgré les teneurs assez élevées en strontium, ne permettait donc pas une telle précipitation. L'examen des courbes d'évolution du magnésium *et du sodium*, montrent que ces éléments présentent, dans cette unité, les plus faibles teneurs enregistrées dans la

carotte. Or, comme nous l'avions discuté dans le chapitre Minéralogie, le rapport Mg/Ca joue un rôle prépondérant dans la précipitation de l'aragonite: Le rapport Mg/Ca n'était donc pas assez élevé ( $<4$ ; d'après Lippmann, 1973) pour permettre une telle précipitation. Par conséquent les eaux étaient assez diluées (assez douces) comme en témoigneraient les faibles teneurs en sodium.

Dans un environnement semi-aride et dans un lac fermé, nous pouvons attribuer les teneurs élevées en Sr et Mg, à une évaporation intense (ce qui correspond à la composition chimie actuelle du lac). Or dans l'unité basale de la carotte IS6 (à l'exception de la sous-unité 2, où le magnésium est incorporé dans la dolomite, qui rappelons le, est héritée), seules les teneurs en Sr sont élevées. On ne peut donc pas les attribuer à de forts taux d'évaporation. Notons toutefois, que le calcium évolue en parallèle avec le Sr et que le rapport Sr/Ca est plus ou moins constant au travers de toute la carotte.

Rolli et Ruch (1994) ont mis en évidence l'existence d'une anomalie de strontium dans deux lacs suisses: le Loclat et le Gerzensee\*. Ces anomalies se manifestent par une augmentation progressive du rapport Sr/Ca. Ces augmentations, bien que diachrones, s'observent à la transition de la sédimentation détritique (post-glaciaire) à la sédimentation carbonatée authigénique. Dans les sédiments du lac Isli, l'unité basale de la carotte IS6 ont été interprétés (Chap. Minéralogie) comme la réponse au début du remplissage du lac par les eaux. L'augmentation du Sr dans les sédiments débute alors, aussi bien pour le lac Isli que pour les lacs suisses, avec la précipitation authigénique de la calcite. D'autre part, les teneurs maximales en Sr enregistrées sont inférieures à 0.2% pour les lacs suisses et inférieures à 0.4% pour le lac Isli. Cette quantité de Sr peut logiquement être incorporée dans la maille calcitique, dans les conditions normales de température et de salinité (Lippman, 1960 et d'autres auteurs). Nous pourrions donc envisager que c'est l'amorce de la sédimentation authigénique qui est, d'une part responsable de l'adsorption du Sr dans la calcite, et d'autre part celle qui enregistre le signal. Cette situation impliquerait donc un enrichissement relatif des eaux du lac en Sr avant le début de la sédimentation carbonatée et un épuisement du stock en Sr, qui engendrerait la diminution du rapport Sr/Ca.

Dans un lac, la source la plus importante (%80) de Sr est incontestablement la dissolution des roches sédimentaires carbonatées et sulfatées (Brass, 1976). Cette dissolution peut mettre à contribution le développement d'une végétation arborescente. Le transport du Sr (en solution), vers le lac, s'effectue par des agents de transports de surface ou par la nappe phréatique. La précipitation carbonatée, quant à elle, n'intervient pas dès le début du remplissage (par les eaux) du lac, mais que lorsque les conditions physico-chimiques l'autorisent (cf. Chapitre Minéralogie). Une fois la précipitation carbonatée entamée, le Sr étant "quantitativement compétitif", peut s'incorporer dans la calcite, en se substituant au Ca. Le maximum de strontium correspondra alors au maximum atteint par la sédimentation carbonatée. Aussi bien dans les lacs suisses que dans le lac Isli, le taux de Sr diminue plus ou moins progressivement pour atteindre un seuil (probablement correspondant aux apports). Cette diminution impliquerait donc une "rupture du stock en Sr". Nous attribuons cette diminution à l'augmentation des pluies, et à un ruissellement plus intense. Cette situation entraînera alors une diminution de la dissolution des roches carbonatées et par conséquent la diminution des apports en Sr. Cette diminution s'observe au

---

\* Deux lacs endoréiques

niveau de l'unité C de la carotte IS6, qui a été interprétée comme la réponse à l'augmentation du niveau lacustre, consécutive à l'augmentation des précipitations météoriques.

En revanche, dans l'unité A (carotte IS6) et l'unité B (carottes TA1 et TB), l'augmentation du strontium dans la phase carbonatée est à relier à l'évaporation. Cette augmentation entraîne l'augmentation du rapport Sr/Ca et la précipitation d'aragonite.

### *Le magnésium*

Le magnésium peut provenir, soit des argiles après l'attaque chlorhydrique, soit, en de plus grandes proportions, des carbonates tels que la calcite, la calcite magnésienne ou de la dolomite. La dolomite n'est présente dans les sédiments du lac Isli, que sporadiquement et en de très faibles proportions, si l'on excepte les sédiments de la sous-unité D2 de la carotte IS6. Dans ces sédiments, la dolomite, héritée de la matrice des conglomérats tertio-quaternaires, est présente en quantités significatives. C'est la présence de cette dolomite qui serait responsable des fortes teneurs en Mg observées dans la base de cette carotte.

Si l'on examine de près l'évolution des teneurs en Mg dans les carottes TB et IS6, nous pourrions distinguer deux tendances:

- Dans la carotte TB, les teneurs en magnésium varient en parallèle avec celle de la calcite. Cet élément provient donc de la calcite, légèrement magnésienne, ainsi que l'attestent les données de désomation des pics de calcite des diagrammes RX. Cette calcite aurait donc précipité dans un milieu riche en Mg. Or malgré la présence d'aragonite dans les sédiments de la sous-unité 1 de cette carotte, les teneurs en Mg sont faibles. Nous pourrions donc imaginer que la précipitation de l'aragonite a inhibé la précipitation de la calcite capable d'incorporer le Mg. Une dilution des eaux (dans la sous-unité 2, carotte TB) aurait alors entraîné la sous-saturation des eaux par rapport à l'aragonite et la précipitation d'une calcite magnésienne.
- Dans la carotte IS6, le magnésium suit une évolution différente, aussi bien de celle de la calcite que de celle de l'aragonite. En effet, dans l'unité médiane, les teneurs restent stables et sont comparables à celles de l'unité sous-jacente. En revanche, dans l'unité sommitale, on discerne une augmentation *linéaire* des teneurs en Mg.

Les faibles teneurs en Mg dans l'unité C de la carotte IS6 viennent étayer l'hypothèse formulée dans le chapitre Minéralogie. Cette hypothèse stipulait que ces sédiments se seraient déposés durant une phase où les eaux du lac étaient diluées à cause de l'augmentation de son niveau. Les données RX confirment ces faibles teneurs en MgCO<sub>3</sub> incorporés dans la maille de la calcite.

L'unité sommitale de la carotte IS6 montre une augmentation linéaire des teneurs en Mg, alors que les teneurs en calcites demeurent plus ou moins stables. Deux hypothèses peuvent être énoncées:

- L'enrichissement des sédiments en magnésium pourrait indiquer une augmentation progressive des teneurs de cet élément dans les eaux du lac, en réponse à une évaporation intense. On pourrait donc concevoir que, bien que les teneurs en calcite

soient plus ou moins identiques le long de cette unité, celle-ci (la calcite) contiendrait de plus en plus de magnésium. Les données RX n'entérinent pas cette hypothèse: En effet, on observe l'apparition de calcite magnésienne dans les derniers 150cm de la carotte sans pour autant observer une quelconque augmentation du taux de Mg incorporé dans la calcite.

- Dans la partie sommitale de la carotte IS6 (les 70 derniers centimètres) le Mg augmente alors que le Ca diminue. Le Mg ne provient probablement pas uniquement (dans cette partie de la carotte) des carbonates mais aussi des phyllosilicates (peut être plus altérés et donc plus vulnérables à l'attaque acide de l'analyse).

Les variations des teneurs en Mg ne peuvent être expliqués que par la combinaison de ces deux hypothèses.

### *Le manganèse*

Le manganèse est un élément important dans la reconstitution paléolimnologique: Son abondance dans les sédiments lacustres est contrôlée aussi bien par les conditions intrinsèques au lac que par les changements environnementaux du bassin versant (Engstrom et Wright, 1984).

Le Manganèse atteint le lac:

- En tant que constituant d'un minéral. Il témoignerait alors de la sévérité de l'érosion dans le bassin versant.
- Après lessivage de sols, où il est peut être retenu sous forme d'oxydes hydratés. En effet, le Mn présente une faible solubilité dans des conditions oxygénés, mais sous des conditions anaérobiques, qui peuvent survenir après des inondation ou par la formation d'humus sur le sol, il peut être relâché du sol et transporté en solution vers le lac sous forme de complexes organiques ou sous forme de colloïdes (Mackereth, 1966 et Pennington et al, 1972).

Une fois dans le lac, et en présence d'eaux oxygénées, le Mn se retrouve sous forme de complexes avec les sulfates, les carbonates et les acides organiques. La précipitation des ces différentes formes est gouvernée par la composition ionique des eaux, les conditions redox, le pH et, dans le cas de complexes humiques, par la température, la pénétration de la lumière et l'activité microbienne (Engstrom et Wright, 1984).

Delfino et Lee (1971) suggérèrent que le Mn est présent dans les sédiments sous forme d'hydroxydes de manganèse amorphes. Il peut aussi se présenter sous forme de nodules et de croûtes de ferromagnésiens (Jones et Bowser, 1978). Sa préservation dans les sédiments dépendra alors des changements intrinsèques au lac: principalement à son degré d'oxygénation.

#### *Préservation du Mn*

Mackeret (1966) a reconnu que les changements des conditions d'oxygénation de l'hypolimnion peuvent affecter la distribution des éléments sensibles (dont le Mn) au potentiel redox. Par ailleurs, l'auteur a montré que les variations du Mn peuvent être utilisées pour la reconstitution de l'histoire de tels changements. En effet, tant que les sédiments de surface demeurent oxygénés, le Mn reste en permanence emprisonné dans les boues lacustres. Dès que des conditions d'anaérobie

s'installent, le Mn se retrouve remobilisé et il percole à travers les sédiments puis diffuse dans les eaux du lac. Une partie du Mn dissout va être évacuée hors du lac (par son exutoire ou lors d'inondation) ou va se resédimer sous une faible tranche d'eau, au dessus de la thermocline (dans des eaux plus oxygénées).

Cette diffusion du Mn, aussi bien dans les sédiments qu'entre les sédiments et les eaux, rend difficile l'interprétation des courbes dévolution, dans le temps, de cet élément.

Dans les sédiments de la carotte IS6, le Mn se trouve en proportions identiques le long de la carotte, sauf au niveau de trois échantillons, où les teneurs doublent. Ces trois échantillons se trouvent à la base de l'unité C, au dessus de la limite avec l'unité basale.

En se basant sur les travaux des auteurs cités ci-dessus, les teneurs "anormales" en Mn dans ces trois échantillons, sont interprétées comme une réponse à des variations d'oxydoréduction dans les eaux du lac, lors du dépôt des sédiments. Nous pouvons donc concevoir le scénario suivant, pour reconstituer l'histoire paléolimnologique du lac:

- La base de la carotte, étant sous un régime anaérobique, le Mn pouvait diffuser des sédiments aux eaux du lac. Aucun signal n'est alors enregistré.
- La base de l'unité C marquerait une évolution vers un milieu oxygéné, permettant le piégeage du Mn dans les sédiments.
- La diminution du Mn dans les sédiments sus-jacents indiquerait un retour à des conditions anaérobiques, qui se continuent jusqu'à nos jours. Ce retour est attesté par la présence de niveaux noirâtres renfermant de la greigite et de la pyrite framboïdale (détectée uniquement en MEB et lors du tri des ostracodes). Or en dépit du retour des conditions d'anoxie, le manganèse a été préservé: Il n'a donc pas été remobilisé ou alors sa percolation a été entravée. L'examen des sédiments contenant ces teneurs anormales de Mn, ainsi que les sédiments qui leurs sont juxtaposés, montre une nature argileuse avec de très faibles teneurs en eau. Ils auraient donc emprisonné (ou isolé) le manganèse, entravant ainsi sa percolation et ont contribué ainsi à la préservation du signal.

### ***Le sodium***

Le sodium, comme d'autres éléments alcalins et alcalino-terreux, est un constituant majeur des minéraux silicatés et des sels. Nombre d'investigateurs ont tenté de reconstituer la salinité de lacs en se basant sur les variations des teneurs en Na. Dans les sédiments, il peut être adsorbé au niveau des feuillets des édifices argileux ou en solution dans les eaux interstitielles.

Dans les sédiments de la carotte IS6, l'augmentation du taux de sodium n'est synchrone ni à celle du résidu insoluble, ni à celle des éléments chimiques associés aux phyllosilicates. Le Na n'est donc probablement pas lié à la phase détritique. D'après les analyses chimiques, la halite est sous saturée dans les eaux du lac, bien que celle-ci précipite sur les berges du lac. Par ailleurs, aucun sel (sodique) n'a pu être détecté par les analyses minéralogiques des sédiments de cette carotte. Or, comme nous l'avons suggéré, l'unité sommitale de la carotte IS6, reflète une augmentation du taux d'évaporation qui aurait entraîné une augmentation relative des concentrations du sodium. Ce dernier, devenant ainsi plus compétitif, peut être adsorbé plus aisément dans les sédiments

(Engstrom et Wright, 1984). L'augmentation du Na, refléterait alors une augmentation de la salinité des eaux.

## 5. Conclusions

Les données géochimiques, principalement celles du strontium et du magnésium, viennent étayer l'hypothèse, déjà formulée dans le chapitre minéralogie, stipulant que l'unité D de la carotte IS6, correspond au début du remplissage du lac par les eaux. En effet, les teneurs en Mg et Na sont très faibles, témoignant d'un milieu d'eau douce. Le Sr présente des teneurs élevées qui ne sont pas reliées à la salinité des eaux, mais au début de la sédimentation carbonatée. Cette production paraît diminuer, suite à un approfondissement du lac en allant vers le sommet de cette unité.

L'unité C témoignerait d'une dilution des eaux par les précipitations météorologiques. Ceci est reflété par les faibles teneurs en Sr, Mg et Ca. L'augmentation de SiO<sub>2</sub>, PO<sub>4</sub>, Al, K et le RI indiquerait une augmentation du flux détritique. Le Mn, observé au niveau de trois échantillons au niveau de la transition de cette unité et celle sous-jacente, indiquerait des conditions oxygénées du fond du lac durant cette période. Les sédiments sus-jacents (à ces trois échantillons) témoigneraient d'un retour vers des conditions anaérobiques, qui apparemment, se poursuivent jusqu'à nos jours.

L'unité B, marquerait des fluctuations du niveau lacustres, tout en restant supérieur au niveau actuel. Ceci est attesté par les salinités inférieures à celles observée dans l'unité sommitale, comme en témoigneraient les rapports Sr/Ca et Mg/Ca.

L'unité A, marquerait, une augmentation de l'évaporation. Celle-ci se marque par une élévation des taux des éléments Sr, Mg et Na.



# **Paléolimnologie**

---

## **1. Introduction**

Dans ce chapitre, nous tenterons de reconstituer la paléo-limnologie du lac Isli en se basant sur les différentes associations faunistiques, principalement celle des ostracodes. En parallèle, la description des sédiments lors du tri des ostracodes apportera de nouveaux éléments qui permettront de présenter une vue plus globale de la sédimentation, en relation avec l'activité biologiques des différents organismes rencontrés.

Les ostracodes sont considérés, par plusieurs auteurs (Moore, 1961; Hartmann et Puri, 1974; Maddocks, 1982), comme une sous-classe de la classe des Crustacées. Cette sous-classe est elle même subdivisée en six ordres, dont seul celui des Podocopida englobe toutes les espèces d'eaux douce et saumâtres. Les ostracodes sont généralement benthiques et rarement planctoniques (Carbonel et al., 1988). Ils sont présents dans la plupart des milieux aquatiques aussi bien épigés que souterrains (Danielopol, 1971).

Les caractéristiques physico-chimiques des eaux hôtes sont des facteurs importants contrôlant la distribution, la diversité et l'abondance des ostracodes. Delorme (1969) est le premier à reconnaître que l'écologie et la biogéographie des ostracodes non marins était si spécifiques à leur habitat qu'ils peuvent être utilisés dans la reconstitution des paléoenvironnements. Il a établi une base de données quantitative d'ostracodes canadiens qu'il a, par la suite, utilisée pour l'interprétation des changements paléohydrologiques et paléoclimatiques des milieux étudiés (Delorme et al., 1978; Delorme, 1987). En effet, la distribution des espèces d'ostracodes, dans un milieu donné, est contrôlée par plusieurs facteurs tels que la profondeur, l'énergie, la température, la salinité et l'alcalinité des eaux (Delorme, 1969 et 1971; McKenzie, 1970; Carbonel et Peypouquet, 1979; Fontes et al, 1985). Ces organismes sont aussi dépendant du substrat sur lequel ils vivent (par exemple les espèces du genre *Candona* préfèrent un substrat vaseux), ainsi que d'autres facteurs tels que les apports nutritifs et l'existence de prédateurs comme, par exemple, les poissons (Holmes, 1992).

Malgré l'importance que représente les ostracodes dans l'étude des paléoenvironnements, l'écologie de plusieurs espèces restent à ce jour mal connue. En effet, la plupart des "ostracodologistes" ont davantage focalisé leur travaux sur des problèmes taxonomiques et anatomiques plutôt que sur l'écologie de ces organismes (De Deckker et Forester, 1988; Holmes, 1992).

## 2. Tri des ostracodes

L'extraction, le lavage et le tri des tests d'ostracodes s'est effectué selon la procédure suivante : 3cc de sédiment humide ont été prélevés et mis dans de l'eau. La désagrégation du sédiment a été réalisée grâce à un "mixer" au sommet duquel a été fixée une rondelle tournant à faible vitesse. Aucun détergents n'a été ajouté pour éviter l'effet nocif (dissolution) de ces produits sur les tests carbonatés (Kontrovitz, 1991). Le sédiment a été ensuite tamisé à 63µm puis décrit. Les tests d'ostracodes ont été lavés à l'aide d'un pinceau fin, avant d'être immergés dans une solution d'H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> à 6%. Les ostracodes étaient à nouveau lavés à l'aide du pinceau et transférés dans de l'eau désionisée. La dernière étape consistait à les mettre dans des cellules afin de les compter et d'inventorier les espèces.

## 3. Les ostracodes du lac Isli

13 espèces d'ostracodes, appartenant à 6 genres différents, ont été inventoriées dans les sédiments des carottes IS6 et TB. La détermination des espèces a été effectuée par Prof. R.C. Whatley (University College of Wales, G.B) et par Dr K. Martens (Royal Belgian Institute of Natural History, Bruxelles, Belgique). Il s'agit de:

- Genre *Candona* Baird
  - Candona neglecta* Sars 1887
  - Candona fabaeformis* Fisher 1851 (photo 1)
- Genre *Cypridopsis* Brady
  - Cypridopsis vidua* Müller 1776 (photo 2)
- Genre *Eucypris* Vávra
  - Eucypris crassoides* Alm (photo 3)
  - Eucypris sp1* (photo 4)
  - Eucypris sp2* (photo 5)
- Genre *Herpetocypris* Brady et Norman
  - Herpetocypris chevreuxi* Sars 1888 (photo 6)
- Genre *Ilyocypris* Brady et Norman
  - Ilyocypris bradyi* Sars 1890 (photo 7)
  - Ilyocypris gibba* Ramdhor 1808 (photo 8)
  - Ilyocypris monstifica* Norman 1862 (photo 9)
- Genre *Limnocythere* Brady
  - Limnocythere inopinata* Baird 1843 (photo 10)
  - Limnocythere sp1* (photo 11)
  - Limnocythere sp2* (photo 12)

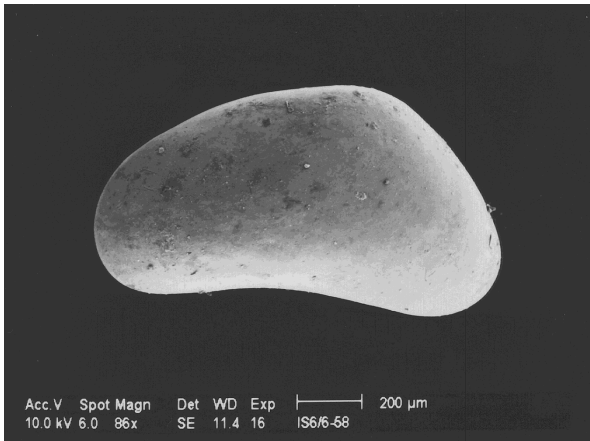


Photo 1: *Candona fabaeformis* Fisher 1887

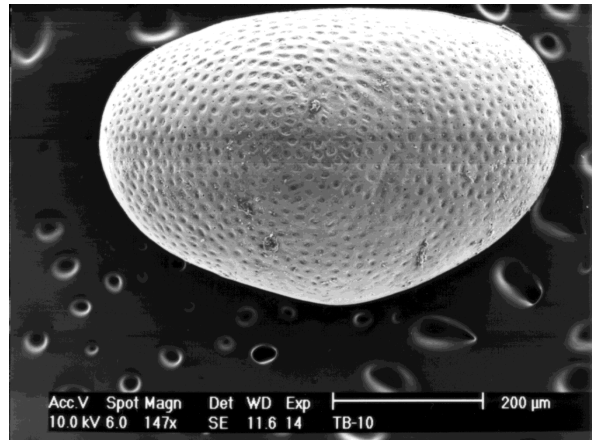


Photo 2: *Cypridopsis vidua* Müller 1776

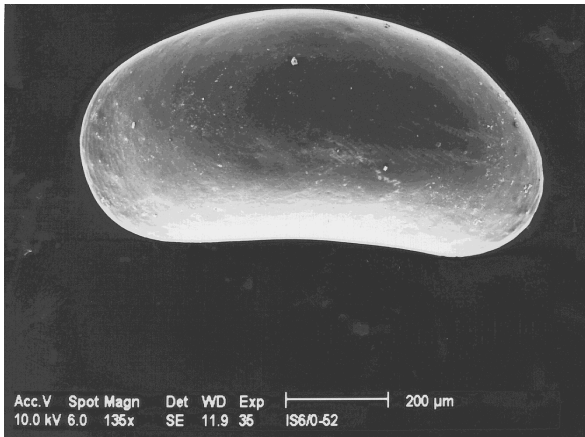


Photo 3: *Eucypris crassoides* Alm

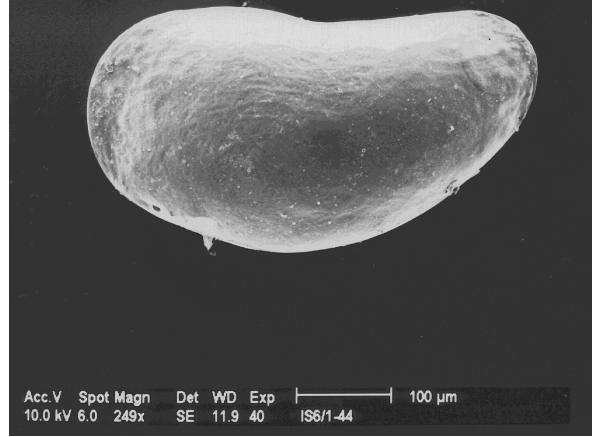


Photo 4: *Eucypris* sp1

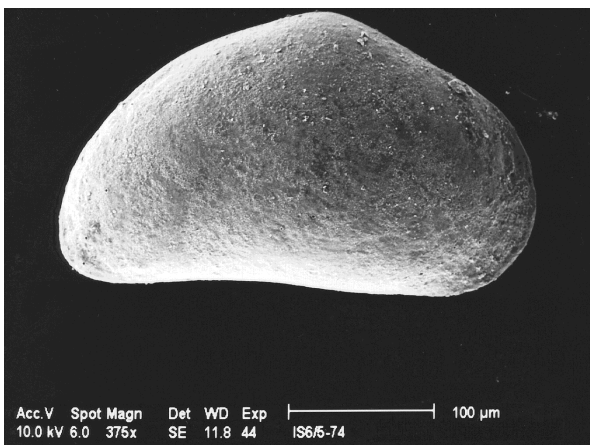


Photo 5: *Eucypris* sp2

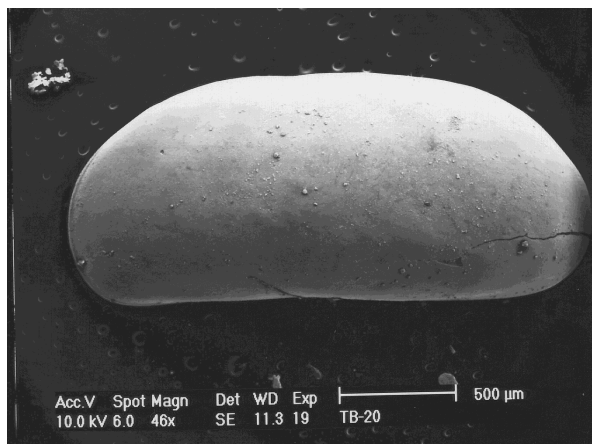


Photo 6: *Herpetocypris chvreuxi* Sars 1888

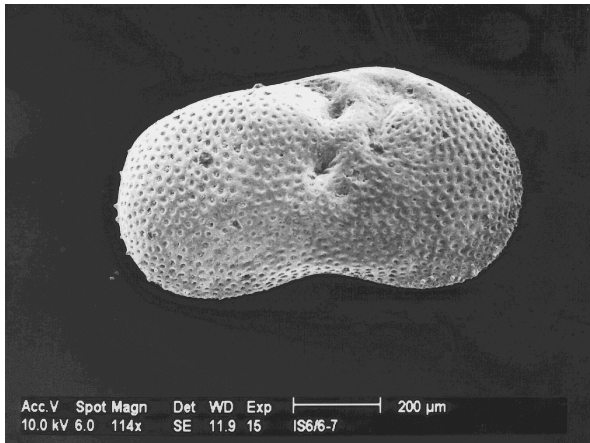


Photo 7: *Ilyocypris bradyi* Sars 1890

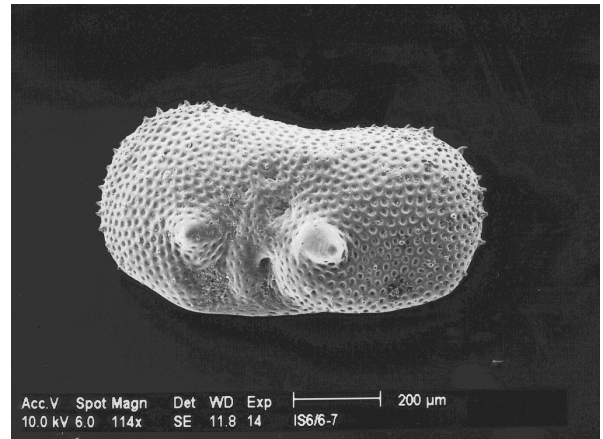


Photo 8: *Ilyocypris gibba* Ramdhor 1808

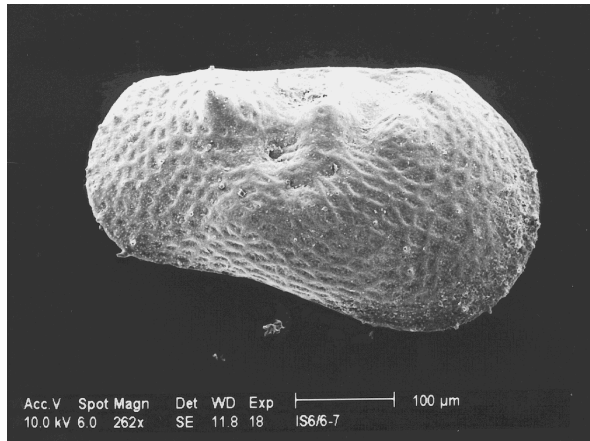


Photo 9: *Ilyocypris monstifica* Norman 1862

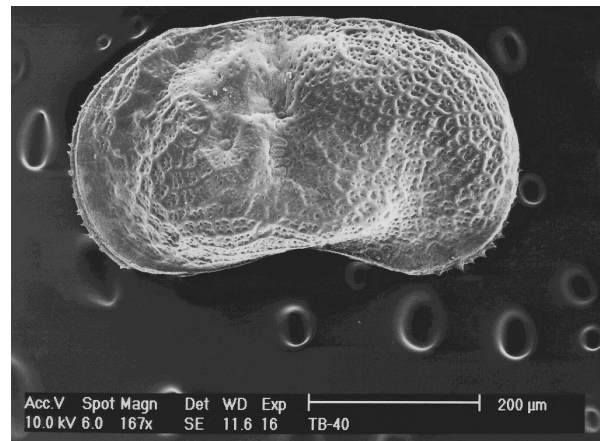


Photo 10: *Limnocythere inopinata* Baird 1843

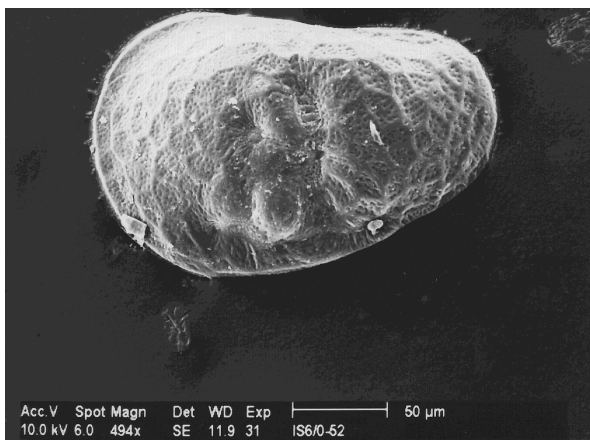


Photo 11: *Limnocythere* sp1

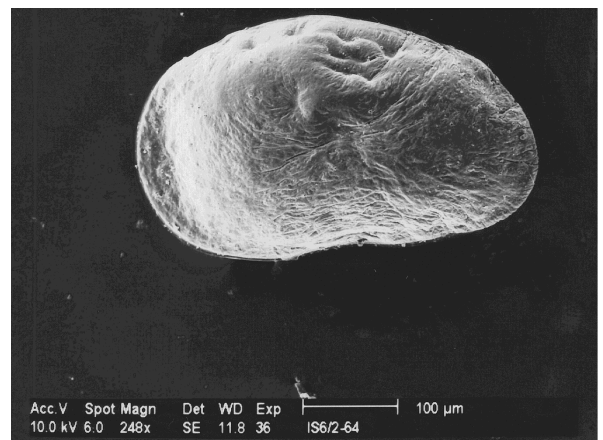


Photo 12: *Limnocythere* sp2

Du fait de leur similitude, nous avons englobé, lors du comptage des valves (fig. 6.2), d'une part, les espèces *Eucypris sp1* avec *Eucypris sp2* et, d'autre part, les espèces *Limnocythere sp1* et *Limnocythere sp2*.

### 3.1. Abondance et diversité des ostracodes

Dans la carotte IS6, le nombre total de tests comptés (NTT) varie d'une unité à l'autre: Il atteint les valeurs maximales au niveau de l'unité D, et les valeurs minimales au niveau de l'unité C. L'unité A présente des valeurs légèrement supérieures à celles de l'unité sous-jacente. Dans la carotte TB, le NTT est relativement faible au niveau de la sous-unité basale et est plus élevé au niveau des sous-unités 1 et 2. Dans cette carotte, le maximum du NTT est observé au niveau de la sous-unité 1.

Par ailleurs, la distribution des espèces, dans la carotte IS6, montre une plus grande diversité au niveau de l'unité D, où seul le genre *Limnocythere* n'est pas représenté. L'unité C, en revanche, est caractérisée par l'absence des *Candona* et des *Limnocythere*. L'unité A montre l'apparition des espèces *L. sp1* et *L. sp2*, alors que l'espèce *L. inopinata* n'est pas représentée. La carotte TB est caractérisée par la disparition des représentants du genre *Ilyocypris* et par l'apparition des espèces *H. chevreuxi* et *L. inopinata*.

Nous pouvons donc remarquer qu'il existe une relation étroite entre l'abondance et la diversité des ostracodes d'une part, et la nature lithologique du sédiment dans lequel ils ont été rencontrés, d'autre part. En effet les unités (A, B et D), où l'abondance et la diversité des ostracodes sont plus importantes, présentent des caractéristiques plus ou moins semblables, notamment de plus grandes teneurs en carbonates et en  $C_{org}$ . En revanche, l'unité C présente un faible taux de carbonates et de  $C_{org}$ . En outre, lors du tri des ostracodes provenant de cette unité, nous avons remarqué que plusieurs tests présentaient des marques de dissolution. Ces marques indiqueraient que les eaux dans lesquels ces organismes ont évolué, étaient peu alcalines. Par ailleurs, De Deckker et Forester (1988), ont montré que l'abondance ou la diversité des ostracodes étaient étroitement liées au chimisme (principalement l'alcalinité) des eaux dans lequel ils évoluent (fig. 6.1).

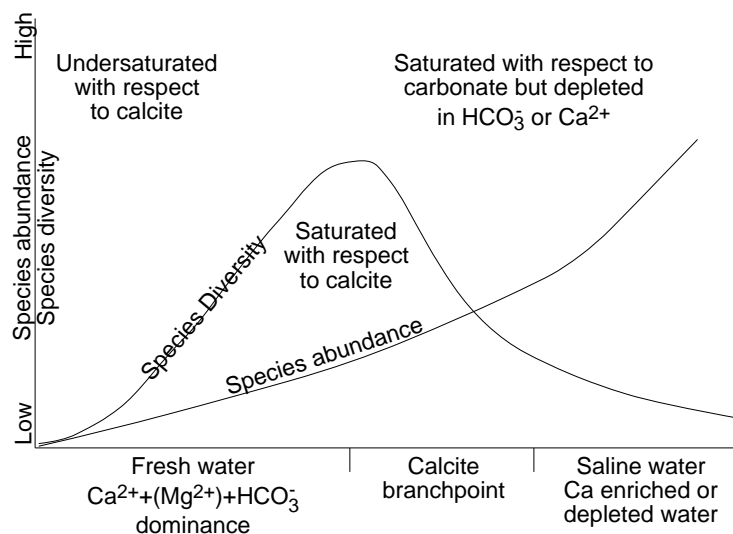


Fig. 6.1: Variations de l'abondance et de la diversité de espèces d'ostracodes en fonction du chimisme des eaux hôtes (De Deckker et Forester, 1988)

Ces résultats corroborent les données obtenues par les études minéralogiques et géochimiques au niveau de l'unité C. Nous pouvons donc suggérer que les eaux du lac étaient, à cette époque, à la limite de saturation en calcite. Cette hypothèse permet d'expliquer les faibles valeurs obtenues pour le NTT, la diversité en espèces d'ostracodes et le faible taux de carbonates. Les eaux du lac étaient probablement diluées, par les eaux météoriques.

Il existe d'autres facteurs limitant le développement des ostracodes. Certains d'entre eux seront traités, plus en détail, dans ce qui suit.

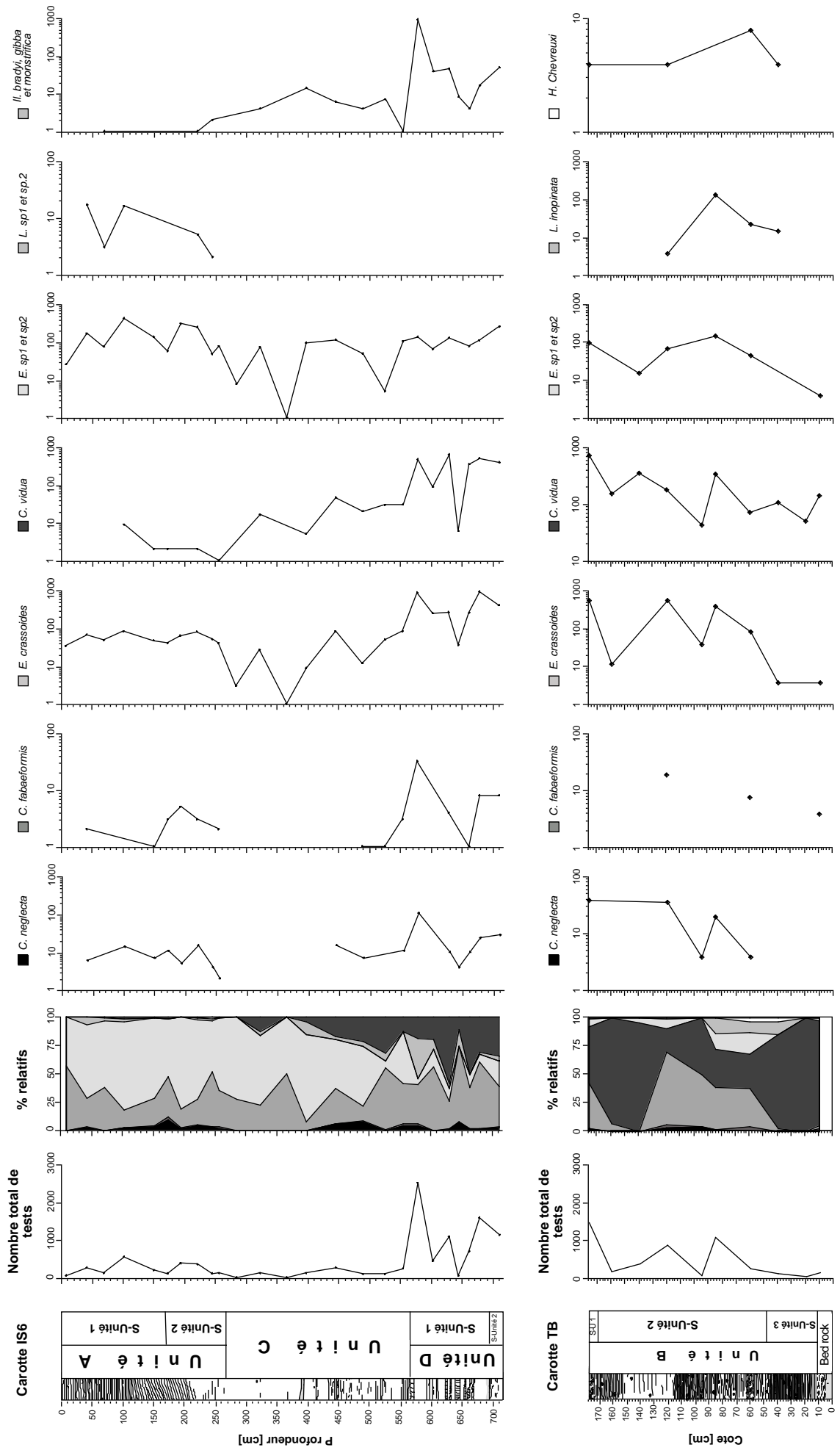
### 3.2. Distribution des espèces d'ostracodes

Les trois représentants du genre *Eucypris* sont ubiquistes aussi bien dans les sédiments de la carotte IS6 que dans ceux de la carotte TB (fig.2). Les espèces *E. sp1* et *E. sp2*, ne présentent que de très faibles variations de fréquence bien que celle-ci augmente légèrement au niveau de l'unité A. Comme l'appartenance taxonomique de ces ostracodes n'a pu être déterminée que jusqu'au genre, il était difficile d'en connaître l'écologie. La distribution de *E. crassoides* montre en revanche plus de variations que *E. sp1* et *E. sp2*: elle s'observe en plus grandes quantités au niveau des unités B et D, dans les sédiments riches en carbonates.

Les espèces *C. neglecta* et *C. fabaeformis* sont absentes au niveau de l'unité C. Leur abondance est maximale au niveau de l'unité D, alors qu'on les a recensées en de moindre proportions dans les unités A et B. *Candona neglecta* est une espèce sténothermique qui préfère les eaux froides. Elle vit dans des eaux profondes ou littorales, courantes ou stagnantes; car elle a été notamment retrouvée dans des biotopes correspondant à la limite entre les eaux souterraines et les eaux épigées (Danielopol, 1971). Cependant, elle peut tolérer des salinités allant jusqu'à 15‰ (Hiller, 1972). En revanche, *C. fabaeformis* a été retrouvée dans deux milieux littoraux (Kempf et Scharf, 1980) et ne tolère pas de salinités supérieures à 5.8‰. L'alcalinité des eaux et le  $C_{org}$  représentent vraisemblablement les paramètres contrôlant la prolifération de ces deux espèces. Ce phénomène explique leur abondance relative au niveau des sédiments carbonatés (unités D, B et A, par ordre décroissant) et leur absence marquée au niveau de l'unité C. La coexistence de ces deux espèces et leur évolution parallèle permettent d'estimer la paléosalinité qui serait, par conséquent, inférieure à 5.8‰. L'abondance de *C. fabaeformis* au niveau de l'unité D indiquerait, par ailleurs, qu'il s'agirait d'un milieu peu profond.

*C. vidua* est ubiquiste dans les sédiments de la carotte TB. En revanche, dans la carotte IS6, elle montre une diminution, par paliers, depuis la base de la carotte, pour disparaître complètement dans les sédiments sommitaux. Ces organismes sont eurythermiques avec une préférence relative pour les milieux plus ou moins chauds. Ils évoluent dans des milieux présentant une température comprise entre 5 et 20°C, avec un optimum compris entre 6 et 8°C (Delorme 1991). La salinité est aussi un facteur limitant pour cette espèce: elle se retrouve préférentiellement dans des milieux dont la salinité est comprise entre 1 et 8‰ (Hiller, 1972). La diminution de *C. vidua* au niveau de l'unité A peut être expliquée par l'augmentation de la salinité des eaux, qui se marque dans les données minéralogiques par la présence d'un maximum d'aragonite. En revanche, aucune information concernant la température ne peut être déduite de ces résultats.

**Fig. 6.2: LAC ISLI, CAROTTE IS6 et TB**  
 Distribution et fréquence des espèces d'ostracodes



*L. inopinata* ne se retrouve qu'au niveau de la sous-unité 2 de la carotte TB. Cette espèce vit dans des eaux douces ou peu salines, avec un maximum de salinité de 5.9‰ selon Usskilat (1975) et 6.7‰ selon Hiller (1972). Sa présence dans ces sédiments indiquerait donc un milieu moins salin qu'actuellement. Ce résultat confirme nos données minéralogiques et géochimiques. *L. sp1* et *sp2* n'ont pu être déterminées que jusqu'au genre, il est difficile d'en connaître l'écologie. Cependant, leur présence au niveau de l'unité A, uniquement, témoignerait de leur affinité avec des milieux saumâtres et probablement des températures élevées.

Les représentants du genre *Ilyocypris* se retrouvent uniquement au niveau des unités C et D (carotte IS6). Ils sont caractéristiques des milieux d'eaux douces à peu salines (3.6‰ pour *I. gibba* (Löffler, 1961) et entre 0.5 et 4.4‰ pour *I. bradyi* (Usskilat, 1975)), Ces deux espèces ont été rencontrées dans des eaux ayant des températures comprises entre 7 et 27°C (Delorme, 1991). L'oxygénation du milieu joue un rôle dans la distribution de ces espèces: *I. gibba* vit dans un milieu comprenant 5 à 15 mg/l d'oxygène dissout, alors que *I. bradyi* préfère un taux d'oxygénation de 2 à 20 mg/l (Delorme, 1991). En outre, *I. bradyi* est une espèce fousseuse qui préfère les eaux agitées (Schwalb, 1992). La présence de ces espèces dans les sédiments des unités C et D indiquerait que les eaux hôtes étaient douces à peu salines et continuellement oxygénées. L'oxygénation du milieu peut s'effectuer soit par de fortes vagues, soit par un ruissellement important. L'absence de ces espèces, dans les sédiments de l'unité B, principalement la sous-unité 2, peut être liée à des eaux stagnantes peu oxygénées et à l'augmentation de la salinité.

## 4. Conclusions

La connaissance du niveau de tolérance de la salinité d'un certain nombre d'espèces a permis à De Deckker (1982) de reconstituer les variations de la paléosalinité. Delorme et Zoltai (1984) ont, par ailleurs, montré que la distribution des espèces dans des lacs peu profonds peut être définie en terme d'intervalles de température, aussi bien pour l'air que pour les eaux. La connaissance des exigences d'une espèce vis à vis de la température peut donc donner une information sur les températures des eaux du lac. Pour les lacs profonds, la température des eaux de l'hypolimnion ne varie que très peu, l'extrapolation des température, à partir des ostracodes, ne peut donc être fiable (De Deckker et Forester, 1988). En outre, dans le cas des espèces rencontrées dans les sédiments du lac Isli, nous avons constaté que chacune d'elles montraient une préférence pour des températures plus ou moins semblables. Par conséquent, l'étude des ostracodes ne peut nous fournir aucune information relative à la température des eaux du lac.

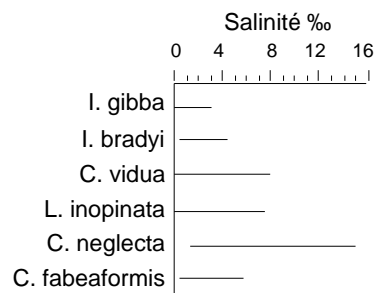


Fig. 6.3: Intervalles de salinités pour certaines espèces reconnues dans les sédiments du lac Isli

Les ostracodes du lac Isli présentent, en revanche, des préférences plus diversifiées vis à vis de la salinité (fig. 6.3).

En se basant sur les variations des distributions brutes et relatives des différentes espèces, nous pouvons déduire que:

#### ***Unité D (34'800 ans à 28'000 ans B.P.)***

Cette partie de l'enregistrement sédimentologique, se marque par une grande abondance des ostracodes et par leur diversité. En effet, jusqu'à 2000 valves d'ostracodes, dont la taille peut atteindre plus de 3mm, ont pu être récoltés dans un échantillon de 3cc. Des conditions optimales ont donc permis le développement et la prolifération des différentes espèces. Ces conditions optimales se marquent aussi par la présence d'un grand nombre d'oogones de characées, de coquilles de gastéropodes et de bivalves et par la présence d'encroûtements autour de macrophytes (fig. 6.4).

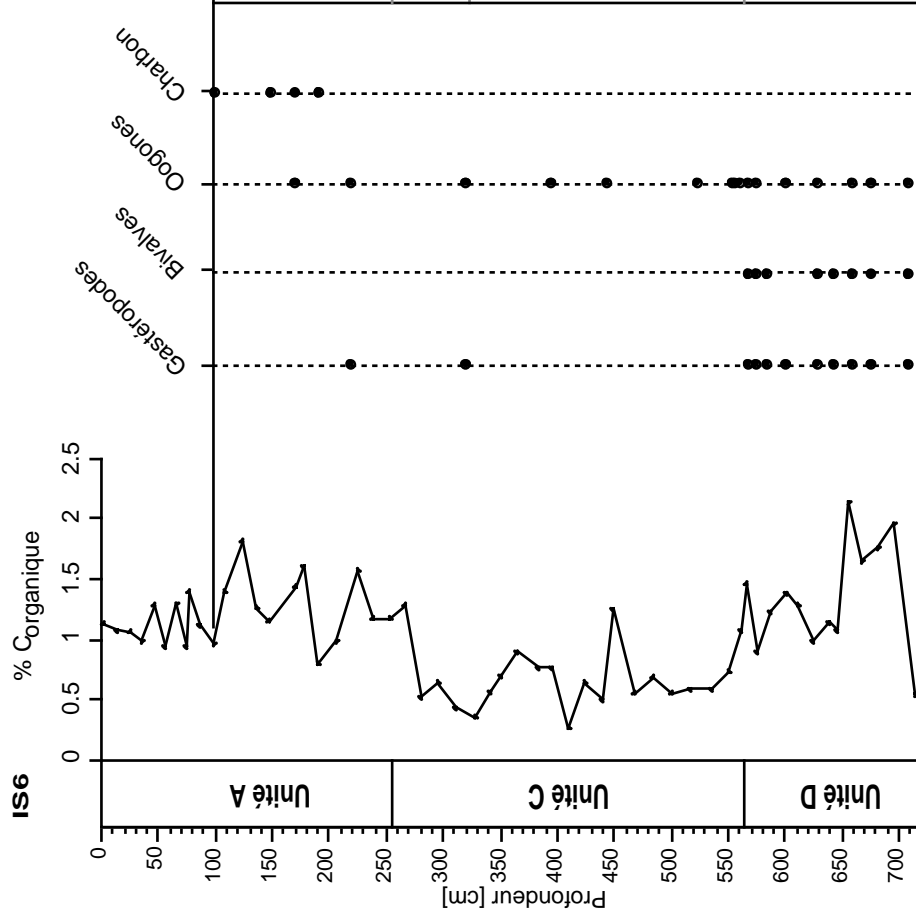
La présence des espèces *I. bradyi*, *I. gibba* et *C. vidua* témoignent d'un milieu d'eau douce. Cette hypothèse est étayée d'une part, par la présence de diatomées périphytiques d'eaux peu profondes, telles que *Cocconeis placentula*, Ehrenberg, *Cyclotella krammeri* Haokansson, *Gomphonema gracile* Ehrenberg, *Staurosirella leptostauron* Ehrenberg et *S. pinnata* Ehrenberg, (Lamb et al., 1994) et, d'autre part, par une précipitation carbonatée calcitique. En outre, la présence de *I. bradyi* et *I. gibba* révélerait la présence d'un milieu agité, avec environ 2 à 20 mg/l d'oxygène dissout. Cette hypothèse paraît contradictoire avec la présence de pyrite framboïdale, dont la formation nécessite un milieu anoxique et une activité bactérienne. Ce paradoxe peut être expliqué par un climat à saisons contrastées: les hivers froids, entraîneraient le gel du lac et son confinement, alors, qu'un été chaud favoriserait une productivité biotique importante. Ce type de climat peut être comparé à celui du Dryas récent en Europe, avec une grande productivité estivale et de basses températures hivernales (Kerschner, 1980; Schwalb, 1992; Ruch, com. pers; Rolli, in prep; et d'autres).

#### ***Unité C (20'000 à <10'400 ans B.P.)***

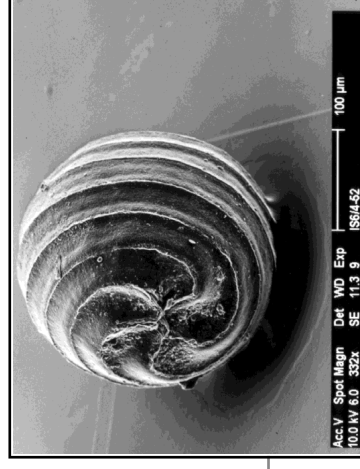
Cette période se caractérise par la faible abondance et la faible diversité des espèces d'ostracodes. En effet, les espèces *C. neglecta* et *C. fabaeformis* disparaissent et les espèces *E. crassoides*, *C. vidua*, ainsi que les représentants du genre *Ilyocypris* diminuent. Ces faits peuvent s'expliquer par:

- Une diminution de la masse de phytoplanctons représentant la source nutritionnelle des ostracodes. Cette hypothèse s'accorde avec la diminution du Corg. Cette diminution aurait engendré un déséquilibre de la chaîne alimentaire, qui se serait répercuté aussi bien sur les populations d'ostracodes, que sur celles des gastéropodes et des bivalves (fig. 4). La diminution de la productivité peut être reliée à une baisse des radiations solaires reçues au niveau du lac, aussi bien en été qu'en hiver.
- Une diminution de l'alcalinité des eaux, consécutivement à leurs dilution par les eaux météoriques (cf. 3.1).

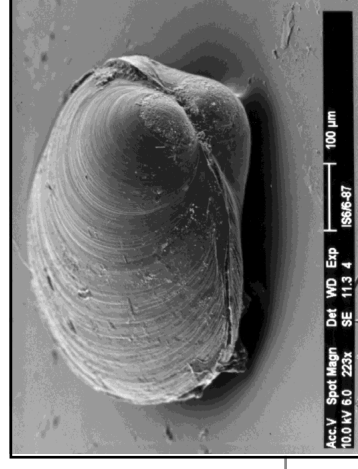
**Fig. 6.4: Carotte IS6, %Corg et distribution de certains éléments reconnus lors de l'analyse microscopique des sédiments**



Acarien



Oogone de characées



Bivalve

- Une instabilité du niveau lacustre (résultant de l'élévation de son niveau) qui aurait engendré un important flux détritique. Ce phénomène représenterait un facteur limitant pour les espèces (*I. bradyi*, *C. neglecta* et *C. fabaeformis*) qui préfèrent des substrats carbonatés.

Ces trois hypothèses convergent toutes vers une conception plus globale qui suppose une élévation du niveau lacustre. La persistance des espèces appartenant au genre *Ilyocypris* corrobore parfaitement cette hypothèse.

### **Unité B (10'400 à 7'200 ans B.P.)**

La sous-unité 3 de la carotte TB représente l'enregistrement des 400 dernières années de l'intervalle du Dryas récent. Cette période se caractérise par la dominance relative de *C. vidua*, une faible présence de *Eucypris* et l'absence de *C. neglecta*. Connaissant la préférence d'*E. vidua* pour les milieux relativement chauds, et celle de *C. neglecta* pour les eaux relativement froides nous amène à supposer que durant le Dryas récent, la température des eaux du lac était élevée. En outre la disparition d'*Ilyocypris* dans ces sédiments indiquerait une salinité supérieure à 4‰. L'augmentation de la salinité serait consécutive à l'augmentation de la température et de l'évaporation. Cette augmentation de la salinité se marque par la présence d'aragonite comme minéral carbonaté dominant.

Le passage au Préboreal se caractérise par l'apparition de deux nouvelles espèces: *L. inopinata* et *H. chevreuxi*. Malheureusement nous n'avons aucune donnée concernant l'écologie de cette dernière. En revanche, la présence de *L. inopinata* indiquerait un milieu d'eau douce. La diminution de la salinité est corroborée par la transition d'une précipitation aragonitique vers une précipitation calcitique.

### **Unité A (4'000 à 1'300ans B.P.)**

La limite supérieure de cette unité a été fixée à 1'300 ans B.P., en se basant sur les corrélations géochimiques et minéralogiques et sur la courbe stratigraphique du <sup>14</sup>C. L'enregistrement sédimentologique, au niveau de la carotte IS6, ne remonte pas jusqu'à la période actuelle.

Cette unité se caractérise par l'absence des espèces *I. spp* et par l'apparition de deux nouvelles espèces *L. sp1* et *L. sp2*. *E. vidua* diminue par rapport à l'unité sous-jacente, pour disparaître au sommet de la carotte. En revanche, *E. crassoides*, *E. sp1* et *E. sp2*, augmentent. *C. neglecta* et *C. fabaeformis*, absentes dans l'unité C, réapparaissent dans cette unité.

Cette association nous permet de déduire que la transition à l'unité A, se marque par une nouvelle augmentation de salinité des eaux, qui au sommet de la carotte, a induit l'extinction de *C. vidua* (espèce ne tolérant pas des salinités supérieures à 8‰) et des représentants du genre *Ilyocypris*. Le retour à une sédimentation plus carbonatée et à une production phytoplanctonique plus élevée (augmentation du Corg) se marque par la prolifération des espèces *E. crassoides*, *E. spp* et des *Candona*. Ces dernières disparaissent au sommet de la carotte, probablement en réponse à une forte augmentation de la salinité. La figure 6.5 montre la présence, entre 100 et 200cm, de niveaux à charbon (fig. 6.4). Ce charbon provient probablement de feux de forêts naturelles, provoquées par de longues périodes de sécheresses.



# **Isotopes stables et éléments traces**

---

## **1. Introduction**

La stratigraphie des isotopes de l'oxygène, dans les sédiments lacustres, peut être utilisée comme un bon marqueur pour l'évaluation des changements de température, de la paléohydrologie et de l'évaporation. La stratigraphie des isotopes du carbone peut, par ailleurs, être utilisée pour retracer l'histoire de la paléoproduktivité (Lister, 1988; Siegenthaler et Eicher, 1986 et d'autres). L'interprétation du signal isotopique dépend de plusieurs facteurs (que nous discuterons plus loin) restreignant les conditions d'application de cette méthode à l'utilisation de carbonates authigéniques, purifiés de la fraction carbonatée détritique et de la matière organique (Siegenthaler et Eicher, 1986).

Dans un milieu sédimentaire, tel que celui du lac Isli dominé par le détritisme, l'utilisation des carbonates inorganiques, peut aboutir à des résultats erronés, biaisés par la présence de carbonates hérités. L'utilisation des carapaces calcitiques d'organismes ayant vécu in situ, devient alors nécessaire.

Comme nous l'avons expliqué dans le chapitre précédent, les ostracodes sont des organismes sensibles aux variations physico-chimiques du milieu aquatique dans lequel ils vivent. L'analyse isotopique de leurs tests calcitiques peut alors apporter d'importantes informations sur les variations du  $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{C}$ , et des rapports Mg/Ca et Sr/Ca des eaux hôtes et par conséquent, sur les variations de la température, la salinité, et sur la composition chimique de ces eaux (De Deckker et Forester, 1988).

## **2. Méthodologie**

## 2.1. Les isotopes stables

Pour les analyses isotopiques et celles des éléments traces, nous avons utilisé l'espèce d'ostracode la plus dominante dans les sédiments des carottes analysées: *Eucypris crassoïdes*. Les tests d'ostracodes utilisés, proviennent des échantillons qui ont servi au comptage des espèces (cf. § Paléolimnologie).

Seule la carotte TB a fait l'objet d'une analyse complémentaire sur la roche totale (fraction comprise entre 63µm et 112µm), en raison de la pauvreté de ses sédiments en ostracodes (lors du tri), principalement de l'espèce *Eucypris crassoïdes*. Les analyses isotopiques ont été effectuées à l'ETH-Zürich.

Les rapports isotopiques sont conventionnellement exprimés en delta relatif (‰) à la déviation par rapport à un standard, selon l'équation:

$$\delta \text{ ‰} = \frac{R(\text{Echantillon}) - R(\text{Standard})}{R(\text{Standard})} \times 10^3 \quad \text{où } R=^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ ou } ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$$

Le standard utilisé pour ces analyses est le PDB (Peedee Formation Belemnite, Craig, 1957).

## 2.2. Les éléments traces

L'analyse chimique des éléments traces sur tests d'ostracodes a été effectuée au Laboratoire de Géochimie de l'University College of Wales, Aberystwyth, Pays de Galles. L'appareil de mesure, le "VG - Elemental Plasma Quad", est un spectromètre de masse couplé à un injecteur de plasma dont le rôle est l'ionisation de la quasi-totalité des éléments chimiques, à l'exception des gaz rares. Le principe de l'appareillage et de l'analyse est décrit par Jarvis et Jarvis (1992).

27 échantillons provenant de la carotte IS5, 5 échantillons de la carotte IS6 et enfin, un échantillon de surface ont été analysés. Pour chaque échantillon, quatre tests d'ostracodes, appartenant à la même espèce *Eucypris crassoïdes* et ayant atteint plus ou moins le même stade de croissance, ont fait l'objet d'une analyse chimique des éléments traces. Chaque test (lavé selon la procédure décrite dans le chapitre 6) est mis, pour dissolution durant une nuit, dans 5ml de HNO<sub>3</sub> (Aristar) additionné de 100 ng/ml de nitrate d'indium, In(NO<sub>3</sub>). L'indium constitue, en fait, le standard interne pour les mesures.

La relation qui lie la composition chimique des tests des ostracodes avec celle des eaux hôtes se traduit par le coefficient de distribution molaire  $K_D$  ainsi calculé:

$$K_D^m [Me]_{(T)} = \frac{m(\text{Me} / \text{Ca})_{\text{ostracodes}}}{m(\text{Me} / \text{Ca})_{\text{eaux}}}$$

Où  $Me = \text{Mg} \text{ ou } \text{Sr}$ ,  $m = \text{molarité}$  et  $T = \text{Température}$

En connaissant le  $K_D$  d'une espèce, on peut donc calculer le (Me/Ca) des eaux hôtes durant la période pendant laquelle ces organismes vivaient.

## 3. Résultats

### 3.1. Les isotopes stables

Les résultats des analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone, pour les carottes IS5, IS6 et TB, sont représentés sur la figure 7.1.

#### 3.1.1. Carotte IS5

Les sédiments de la carotte IS5 ne présentent que de très faibles variations du rapport  $^{18}\text{O}$ , si l'on excepte 3 échantillons situés à, respectivement, 577cm, 617cm et 709cm. L'analyse microscopique de ces échantillons, lors de leur lavage, n'a montré aucune teneur anormale en sable: Il ne s'agirait donc pas de niveaux turbiditiques. Par ailleurs, le pourcentage de tests cassés, qui témoignerait d'un remaniement post-mortem des ostracodes, est inférieur à 5%. Il ne s'agit donc pas de niveaux remaniés.

Si l'on excepte les trois échantillons mentionnés ci-dessus, la valeur moyenne des rapports isotopiques de l'oxygène équivaux à  $5.34 \pm 0.48 \text{ ‰ PDB}$ .

Les rapports isotopiques du carbone montrent une légère diminution depuis la base de la carotte jusqu'à 780cm (de  $-6\text{‰}$  à  $-7.32\text{‰}$ ), suivie d'une augmentation qui va s'atténuant jusqu'au sommet de la carotte. Les maxima atteints par le rapport  $^{13}\text{C}$  avoisinent  $-2\text{‰}$ .

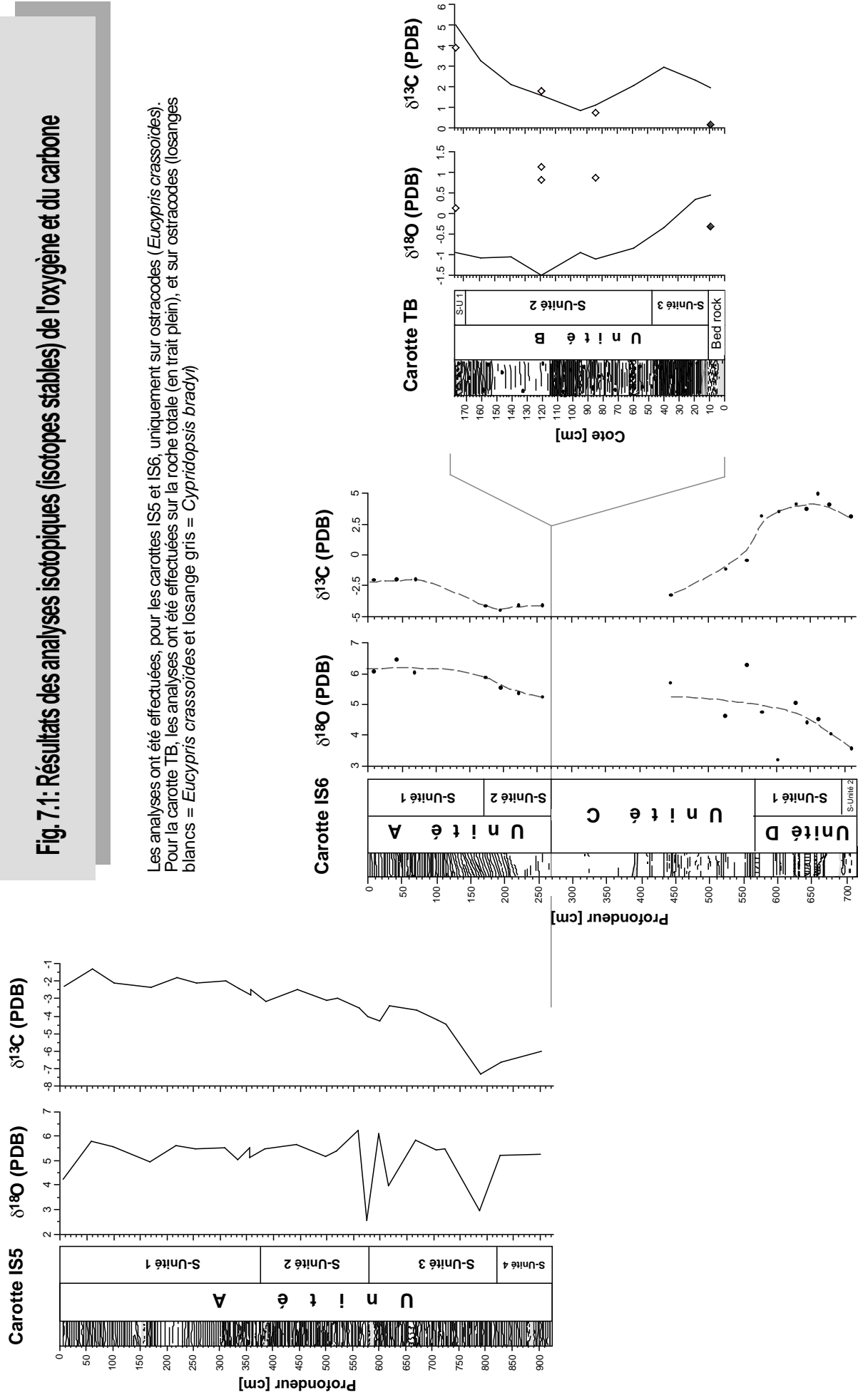
#### 3.1.2. Carotte IS6

Dans cette carotte, les données sont sporadiques du fait de la rareté des tests d'ostracodes (principalement dans l'unité C). 24 échantillons ont été analysés, correspondant à un intervalle d'échantillonnage de 30 à 50cm. Cet intervalle s'est avéré trop large pour une carotte qui présente un taux de sédimentation très faible ( $<1\text{mm/an}$ ).

Dans l'unité basale, la courbe des variations du  $^{18}\text{O}$  montre une augmentation depuis la base de la carotte jusqu'au sommet de l'unité D. Les valeurs passent de  $3.5\text{‰}$ , à environ  $5\text{‰}$ . L'unité médiane n'est représentée que par trois données qui fluctuent entre des valeurs comprises entre  $6.3\text{‰}$  et  $4\text{‰}$ . L'unité sommitale présente des valeurs plus élevées (entre  $5.21\text{‰}$  et  $6.4\text{‰}$ ), avec une légère augmentation depuis la base de l'unité jusqu'à son sommet (fig. 7.1).

Le  $^{13}\text{C}$  varie de manière plus marquée: Il est plus ou moins constant dans l'unité basale, avec une moyenne de  $3.7 \pm 0.7\text{‰}$ . Ces valeurs deviennent négatives dans la base de l'unité médiane pour atteindre une valeur de  $-3.28\text{‰}$ . L'unité A montre, à sa base, des teneurs plus négatives avec une moyenne de  $-4.24 \pm 0.22\text{‰}$  qui augmentent pour atteindre, au sommet de la carotte, une valeur moyenne de  $-2.13 \pm 0.13\text{‰}$ .

**Fig. 7.1: Résultats des analyses isotopiques (isotopes stables) de l'oxygène et du carbone**



Les analyses ont été effectuées, pour les carottes IS5 et IS6, uniquement sur ostracodes (*Eucypris crassoïdes*). Pour la carotte TB, les analyses ont été effectuées sur la roche totale (en trait plein), et sur ostracodes (losanges blancs = *Eucypris crassoïdes* et losange gris = *Cypridopsis bradyi*)

### 3.1.3. Carotte TB

Pour la roche totale, ou plus précisément pour la fraction comprise entre 63 $\mu\text{m}$  et 112 $\mu\text{m}$ , les rapports isotopiques de l'oxygène montrent deux tendances: une diminution depuis la base de la carotte jusqu'à la cote 120cm (de 0.49‰ à -1.47‰), suivie d'une légère augmentation pour atteindre une valeur de -0.95‰ (fig. 7.1). Le  $^{18}\text{O}$  sur ostracodes présente des tendances inverses à celles observées sur la roche totale. Ainsi, la base de la carotte présente une valeur de -2.92‰ qui augmente pour atteindre 1.16‰ à la cote 120cm, puis rediminue au sommet de la carotte, pour atteindre une valeur de 0.16‰.

Contrairement au  $^{18}\text{O}$ , le  $^{13}\text{C}_{\text{roche totale}}$  covarie plus ou moins avec celui analysé à partir des tests d'ostracodes. Ainsi, pour la roche totale, le  $^{13}\text{C}$  augmente de 1.99‰ à la base de la carotte pour atteindre 3‰ à 40cm. A 95cm, cette valeur diminue jusqu'à 0.87‰, pour augmenter à nouveau jusqu'à 5‰ au sommet de la carotte.

La représentation graphique binaire des variations du  $^{18}\text{O}$  et  $^{13}\text{C}$ , met en évidence l'existence de trois sous ensembles distincts (fig. 7.2).

- Un premier ensemble regroupe les données obtenues à partir d'échantillons de l'unité B (carotte TB), aussi bien sur les carbonates de précipitations biochimiques que sur les tests d'ostracodes. Il se caractérise par les plus faibles valeurs du  $^{18}\text{O}$  (entre -1.7 et +1.7‰), et des valeurs de  $^{13}\text{C}$  variant entre 0 et 4‰.
- Un deuxième ensemble regroupe les données obtenues à partir de l'unité D (carotte IS6). Il montre des valeurs autour de 4‰ pour  $^{18}\text{O}$  et des valeurs autour de 4‰ pour  $^{13}\text{C}$ .
- Un troisième ensemble regroupe les données obtenues à partir de l'unité A (carotte IS5 et IS6) et de l'unité C (carotte IS6). Il présente une plus grande dispersion (plus grande variance).

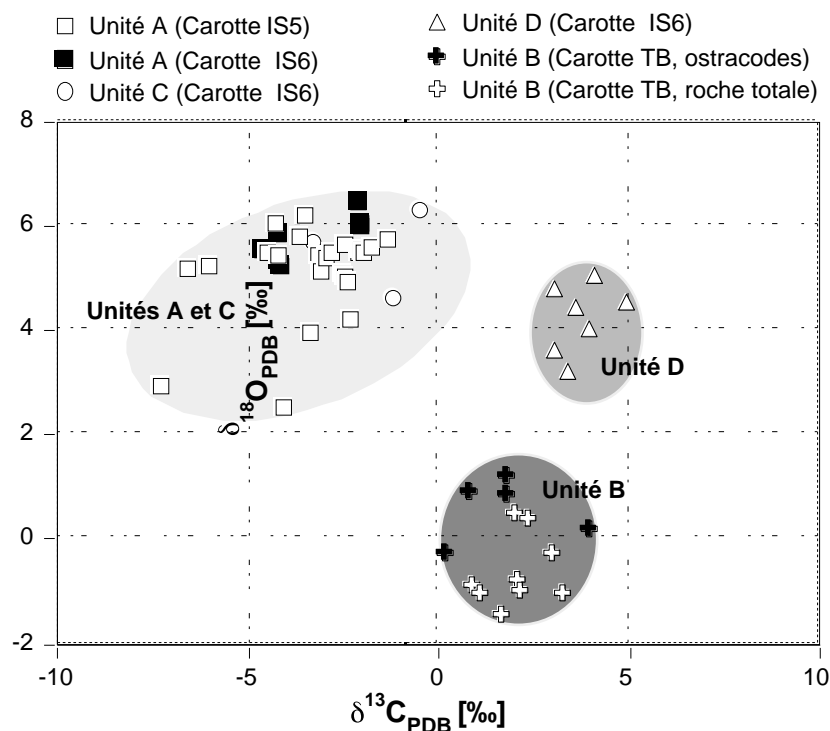
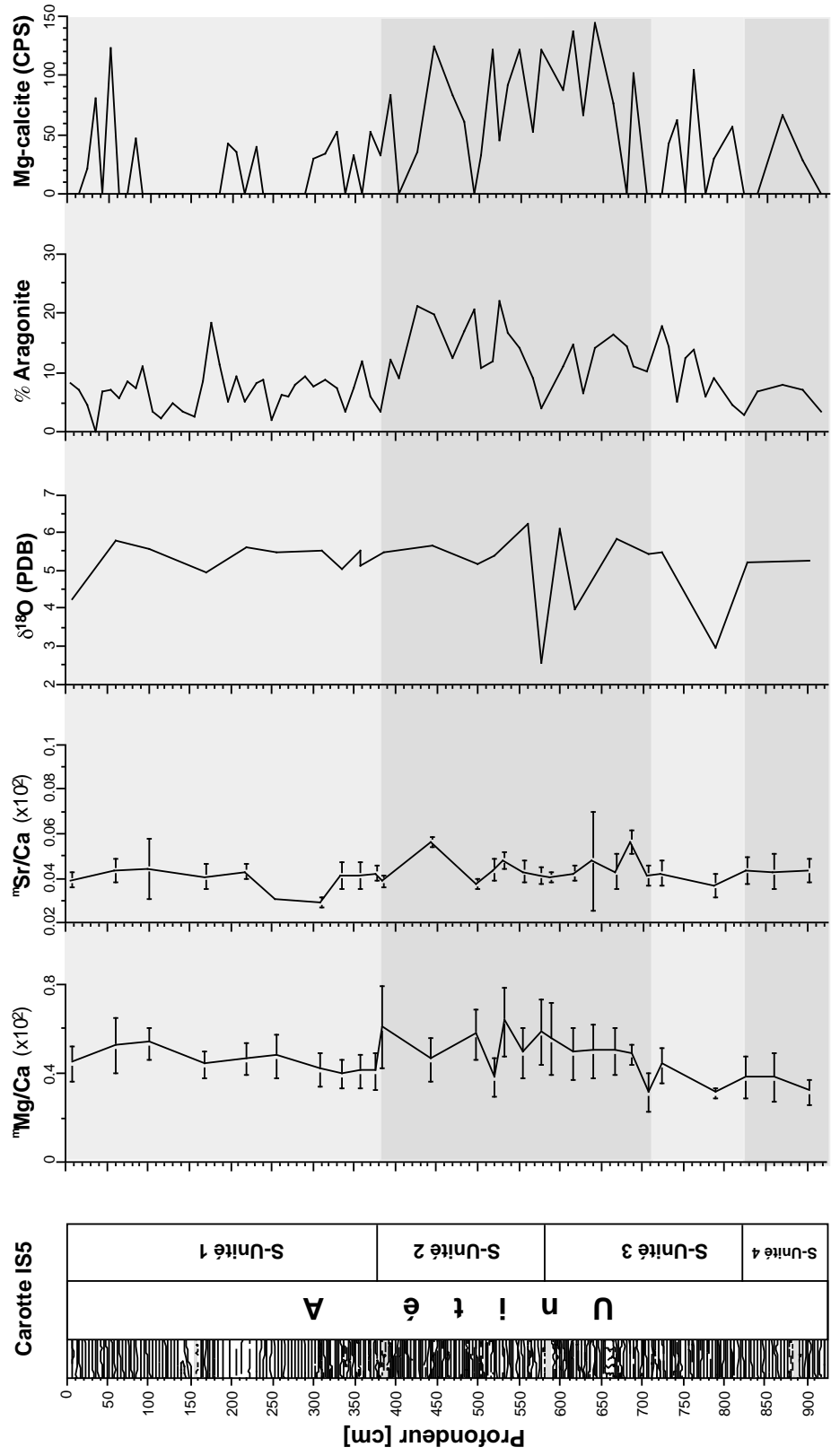


Fig. 7.2:  $\delta^{18}\text{O}$  versus  $\delta^{13}\text{C}$ ; ostracodes et roche totale

**Fig. 7.3: Carotte IS5, résultats des analyses des éléments traces sur ostracodes**

Sur la même figure sont présentées, pour comparaison, les variations du rapport isotopique de l'oxygène et les teneurs en aragonite et Mg-calcite.  
 Les losanges représentent les analyses effectuées sur un test d'ostracode. Les traits pleins représentent les moyennes.



Nous pourrions donc conclure que les unités prédéfinies dans les chapitres précédents, peuvent être différenciées par leurs rapports isotopiques. En outre, il est important de souligner que l'unité C présente les mêmes caractéristiques isotopiques que l'unité A (et différente de celles de l'unité D), bien que ces deux unités soient différentes aussi bien de par leur lithologie, leur minéralogie, leur géochimie et leur contenu pollinique. Cette observation confirmerait que les ostracodes prélevés au niveau de l'unité C ne proviennent pas, par remaniement, de l'unité D.

### 3.2. Les éléments traces

Seule la carotte IS5 a fait l'objet d'une analyse détaillée des éléments traces sur ostracodes. Toutefois, 3 échantillons provenant de la carotte IS6 et un échantillon de surface ont pu être analysés.

Dans la carotte IS5 (fig. 7.3), le rapport Mg/Ca, bien qu'il ne varie que légèrement, montre une tendance générale vers une augmentation, depuis la base de la carotte vers son sommet. En effet, la base de la carotte (entre 900 et 770cm) présente les plus faibles rapports avec  $3.35 \cdot 10^{-3} \pm 0.4 \cdot 10^{-3}$ . Ce rapport augmente entre 700 cm et 500 cm, pour atteindre une valeur moyenne de  $4.65 \cdot 10^{-3} \pm 0.58 \cdot 10^{-3}$ . Cette valeur rediminue à nouveau entre 450 cm et 300 cm à  $3.73 \cdot 10^{-3} \pm 0.085 \cdot 10^{-3}$  puis augmente au sommet de la carotte pour atteindre une valeur de  $4.5 \cdot 10^{-3} \pm 0.5 \cdot 10^{-3}$ .

Le rapport Sr/Ca ne varie que très faiblement, avec une légère augmentation entre 700 cm et 500 cm. Sa valeur moyenne ( $0.423 \cdot 10^{-3} \pm 0.056 \cdot 10^{-3}$ ) reste constante au travers de toute la carotte.

Dans la carotte IS6, le rapport Mg/Ca est faible dans l'unité D, avec une moyenne de  $1.7 \cdot 10^{-3}$ . Il augmente dans l'unité sommitale pour atteindre  $3.88 \cdot 10^{-3}$ . Le Sr montre une évolution contraire: Il est plus élevé dans l'unité basale ( $0.547 \cdot 10^{-3}$ ) que dans l'unité sommitale ( $0.015 \cdot 10^{-3}$ ).

L'échantillon de surface présente des valeurs de Mg/Ca et Sr/Ca respectivement, de  $3.873 \cdot 10^{-3}$  et  $0.412 \cdot 10^{-3}$ .

## 4. Interprétation

L'interprétation des résultats requière d'abord la compréhension des facteurs contrôlant les variations du  $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{C}$ , Sr/Ca et Mg/Ca dans les tests calcitiques des ostracodes.

### 4.1. Facteurs contrôlant le $\delta^{18}\text{O}$

Les deux isotopes les plus importants de l'oxygène sont le  $^{16}\text{O}$  et  $^{18}\text{O}$ , avec des abondances respectives de 99.76% et 0.19%. La différence de masses de ces deux isotopes induit des différences dans leur réactivité, ainsi que dans leur fractionnement naturel. Dans les eaux météoriques, la composition isotopique dépendra entièrement des processus de fractionnement durant l'évaporation initiale (dans l'océan), ainsi que des processus de condensation. Ces processus sont reliés à des facteurs géographiques comme la température, l'altitude et la latitude (Epstein et Mayada, 1953; Dansgaard, 1964; Craig et Gordon, 1965; Gat, 1980). Généralement, on observe

une diminution du rapport  $^{18}\text{O}$  dans les précipitations avec la diminution de la température et l'augmentation de la continentalité (Lister, 1988). De plus, durant les périodes glaciaires, les eaux océaniques sont enrichies en  $^{18}\text{O}$  du fait que la masse des calottes glaciaires qui concentre le  $^{16}\text{O}$  augmente. Shakelton (1968) estime que le  $^{18}\text{O}$  des océans était de 1 à 1.4‰ plus élevé durant les âges glaciaires et interglaciaire.

Dans les lacs, le rapport  $^{18}\text{O}$  des carbonates, précipités dans la colonne d'eau, est déterminé par deux facteurs importants: la composition isotopique des eaux hôtes et la température à laquelle la précipitation s'effectue (Craig, 1965 et Stuiver, 1971).

Qu'il s'agisse des carbonates authigéniques ou des carapaces d'organismes aquatiques, le facteur de fractionnement de l'oxygène est fonction de la température. Ce coefficient varie en fonction:

- de la nature minéralogique des carbonates analysés (i.e. 0.26‰/°C pour la calcite (Craig, 1965); il est plus lourd de 0.6‰ pour l'aragonite, à 25°C, Tarutani et al, 1969)
- de l'espèce d'ostracode analysée.

Les lacs endoréiques soumis à des climats semi-arides (cas du lac Isli) et arides perdent une fraction importante de leurs eaux par évaporation: le rapport Evaporation/Précipitations (E/P) par conséquent le facteur principal contrôlant le rapport  $^{18}\text{O}$  des eaux résiduelles (Fontes et Gonfianti, 1967; Lister, 1988; Gasse et al., 1990). L'évaporation, en favorisant le départ préférentiel de  $^{16}\text{O}$  aux dépens de  $^{18}\text{O}$ , entraîne un alourdissement (déplacement vers des valeurs plus positives) des rapports isotopiques des eaux résiduelles. Cet enrichissement se poursuivra jusqu'à l'installation d'un état d'équilibre où le  $^{18}\text{O}_{\text{évaporation}}$  est égal au  $^{18}\text{O}_{\text{apport}}$  (Craig et al., 1963; Gat et Levy, 1978). Le taux d'enrichissement en  $^{18}\text{O}$  reflétera alors le temps de résidence de l'eau dans le bassin lacustre (fig. 7.4).

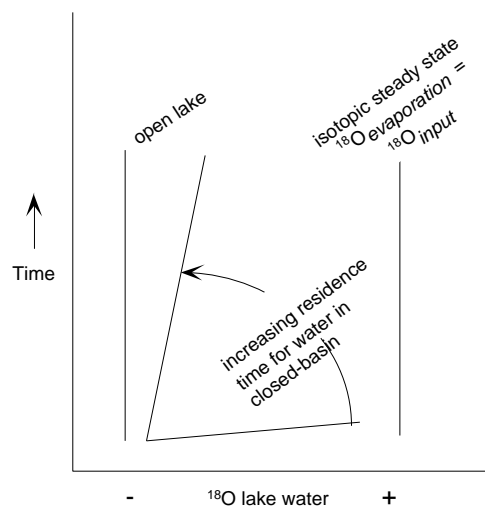


Fig. 7.4: Evolution du  $\delta^{18}\text{O}$  dans différents lacs présentant des temps de résidences différents (Lister et al., 1991)

Le rapport E/P, quant à lui, dépend des facteurs géographiques, topographiques et climatiques tels la température, l'altitude, l'humidité, le vent, la végétation et la topographie du lac (rapport  $\text{Volume}_{\text{lac}}/\text{Surface}_{\text{lac}}$ ) (Barry, 1969; Street, 1980; Lister et al, 1991).

Par ailleurs, la stratification thermique occasionne une assez grande différence de température entre l'épilimnion et l'hypolimnion, rendant l'interprétation des données isotopiques difficile. En effet, la précipitation des carbonates s'effectue au niveau de l'épilimnion, dont la température change en fonction des saisons. L'interprétation des données isotopiques devra alors tenir compte de plusieurs facteurs (apports, évaporation, facteurs de fractionnement, carbone total dissout et température), dont on ne peut séparer les effets. En revanche, dans le cas d'un lac profond, ce problème peut être contourné en analysant les carapaces d'organismes benthiques vivant à l'interface eau/sédiments (les ostracodes par exemple). En effet, d'une part ces eaux sont la seule source de matériel qu'utilisent les ostracodes lors de la construction de leurs tests (Turpen et Angel, 1971), d'autre part, la profondeur du lac peut contribuer à l'isolement des eaux de l'hypolimnion des fortes variations de température et d'évaporation que subi l'épilimnion. Par conséquent, les rapports isotopiques des eaux peuvent être considérés comme une moyenne annuelle: Les variations des teneurs isotopiques obtenues à partir des tests d'ostracodes refléteront alors principalement les variations des teneurs isotopiques des eaux hôtes.

#### 4.2. Facteurs contrôlant le $\delta^{13}\text{C}$

Les isotopes stables du carbone,  $^{12}\text{C}$  et  $^{13}\text{C}$ , ont des abondances relatives respectives de 98.89% et 1.11%. Les rapports isotopiques du carbone varient en fonction de plusieurs facteurs:

- 1) avant d'arriver dans un lac, les eaux de ruissellement entre en contact avec le sol (dissolution des roches carbonatées, humus...) entraînant un enrichissement en  $^{12}\text{C}$ . En parallèle, ces eaux peuvent aussi subir une évaporation entraînant un enrichissement en  $^{13}\text{C}$ .
- 2) une fois dans le lac, l'activité photosynthétique peut contribuer aux variations de ce rapport (Häkansson, 1985, McKenzie, 1982 et 1985). En effet, l'activité photosynthétique, en assimilant préférentiellement le  $^{12}\text{C}$  (à cause de sa faible énergie d'activation), entraîne un enrichissement des eaux en  $^{13}\text{C}$  qui sera reflété par une augmentation du  $^{13}\text{C}$  dans les carbonates. Or dans un lac oxygéné, la matière organique produite par photosynthèse subit une oxydation qui tend à enrichir les eaux de l'hypolimnion en  $^{12}\text{C}$ . Cet enrichissement se marquera alors par une diminution du  $^{13}\text{C}$  dans les carbonates (Lister, 1988).
- 3) les échanges gazeux entre l'eau et l'atmosphère, principalement ceux du  $\text{CO}_2$ , peuvent entraîner une augmentation du  $^{13}\text{C}$ , puisque le  $^{12}\text{CO}_2$  est plus facilement évacué que le  $^{13}\text{CO}_2$ . Les variations du  $^{13}\text{C}$  peuvent alors être interprétés en termes de temps de résidence (Siegenthaler et Eicher, 1986, Lister, 1988).
- 4) la température ne joue qu'un rôle secondaire dans les processus de fractionnement ( $0.035\text{‰}/^\circ\text{C}$ , Emrich et al., 1970).

#### 4.3. Facteurs contrôlant les rapports Sr/Ca et Mg/Ca

Le rapport Sr/Ca dans les tests calcitiques d'ostracodes élevés en laboratoire (donc sous des conditions contrôlées) et dans les lacs ont été reliés au rapport Sr/Ca des eaux hôtes (Chivas et al., 1983, 1985, 1986b; Engstrom et Nelson, 1991). Le rapport Sr/Ca des carbonates est relié à celui des eaux par le coefficient de partition  $K_d$ , qui est indépendant de la température. Ce coefficient

de partition est spécifique à chaque taxon: Les ostracodes appartenant au même genre auraient le même  $K_d$  (Chivas, 1986a). Dans les lacs où la concentration du Ca reste plus ou moins constante, grâce à la précipitation carbonatée, le rapport Sr/Ca refléterait alors les variations de la salinité des eaux du lac.

Contrairement au Sr, l'incorporation du Mg dans les tests calcitiques des ostracodes est fonction non seulement du rapport Mg/Ca des eaux hôtes mais aussi de la température (Chivas et al., 1983, 1986a, 1986b; Engstrom et Nelson, 1991). Le rapport Mg/Ca varie parallèlement à la température (si l'on assume que le calcium reste constant grâce à la précipitation des carbonates).

Le diagramme ci-dessous (fig. 7.5) montre une reconstitution de divers environnements aquatiques, à partir de l'analyse de Sr/Ca et Mg/Ca sur des tests individuels d'ostracodes (chaque point correspond à une analyse effectuée sur un test d'ostracode).

		Analyses of individual ostracods		Interpretation of the aquatic environment
		(Mg/Ca) <sub>test</sub>	(Sr/Ca) <sub>test</sub>	
Top of core		→	→	
5		• • • • • • • • • • • • • • •	• • • • • • • • • • • • • • •	Broad fluctuations in the chemistry and temperature of the water, hence very shallow water body
4		• • • • • • • • • • • • • • •	• • • • • • • • • • • • • • •	Progressive decrease of temperature accompanied by salinity increase during the precipitation of aragonite
3		• • • • • • • • • • • • • • •	• • • • • • • • • • • • • • •	Broad temperature variations, and perhaps precipitation of calcite; water body probably shallow
2		• • • • • • • • • • • • • • •	• • • • • • • • • • • • • • •	Loss of CaCO <sub>3</sub> at first, and then re-establishment of previous composition meaning increase and then decrease of salinity - no temperature change
1		• • • • • • • • • • • • • • •	• • • • • • • • • • • • • • •	No chemical changes and no temperature change, so apparently deep water body
Bottom of core				

Fig. 7.5 : Interprétation des données Sr/Ca et Mg/Ca en termes de paléoenvironnements aquatiques. D'après Chivas et al (1986) et De Deckker (1988)

#### 4.4. Interprétation et discussion des résultats

La température des eaux de l'hypolimnion du lac Isli, lorsqu'il est stratifié, est égale à 6°C. Cette température ne devrait pas beaucoup varier lors du brassage automnal, à cause de la grande profondeur du lac. Les rapports isotopiques et ceux du Sr/Ca et Mg/Ca, sur ostracodes, devraient alors refléter la composition isotopiques et chimique moyenne des eaux du lac. Cependant, il faut noter que chaque échantillon (épaisseur = 1cm) devrait correspondre à une moyenne de la

composition isotopique des eaux pour une durée de 10 à 20 ans, selon le taux de sédimentation. L'espacement de l'échantillonnage (entre 25 et 50cm) induit un espacement temporel de 200 à 500 ans, pour un taux de sédimentation de 1mm/an, entre deux horizons analysés. Ceci implique que les changements rapides ne seront que partiellement décelés alors que les événements à long terme seront représentés.

Les recherches récentes dans le domaine des isotopes stables (Lister, comm. pers.) montrent que l'interprétation et surtout la quantification des variations du  $^{18}\text{O}$ , en terme de paléo-niveaux du lac, nécessite la calibration des données isotopiques. Celle-ci s'effectue en corrélant les rapports  $^{18}\text{O}_{\text{ostracodes}}$  d'une part, avec les variations récentes du niveau lacustre, et d'autre part, avec les rapports isotopiques des carbonates récents et ceux des eaux du lac.

Par ailleurs, la relation qui existe entre le lac Isli et la nappe phréatique reste incertaine bien que nous ayons estimé que, durant les deux dernières décades, 14% à 30% du volume du lac proviendrait des eaux souterraines (cf. § chapitre 2). Cette influence devrait contribuer aux variations du  $^{18}\text{O}$  des eaux du lac et par conséquent de ceux des carbonates authigéniques (les apports pouvant avoir un  $^{18}\text{O}$  plus négatif).

Tant que ces informations et données supplémentaires ne sont pas disponibles, l'interprétation des données isotopiques devrait être considérée comme une hypothèse de travail, que nous tenterons d'englober dans un schéma général, avec les autres informations dont nous disposons.

### ***De 34'800 ans à 28'000 ans B.P.***

Il s'agit de la période représentée par les sédiments de l'unité D (carotte IS6). La lithologie de cette unité montre une alternance de sédiments carbonatés calcitiques et de limons fins contenant moins d'encroûtements calcitiques. Cette alternance indiquerait que le niveau du lac oscillait légèrement, bien que le site du carottage de la carotte IS6 reste dans la zone photique ou légèrement en dessous de celle-ci.

Dans cette unité, les isotopes de l'oxygène montrent une tendance générale vers une augmentation du rapport  $^{18}\text{O}$ . Une telle tendance peut être induite par l'évaporation (Lister et al., 1991). En effet, les échanges gazeux entre le lac et l'atmosphère tendent généralement vers l'installation d'un équilibre entre le  $^{18}\text{O}_{\text{vapeur}}$  et le  $^{18}\text{O}_{\text{apports}}$ . Cependant, ce taux d'évaporation reste assez faible pour permettre une augmentation notable de la salinité du lac. En effet, aussi bien les analyses minéralogiques (présence de calcite uniquement), géochimiques (faibles teneurs en Mg et Na) que celles des ostracodes (cf. §6) et des diatomées (Lamb et al., 1994), témoignent d'un milieu d'eau douce. En outre, l'analyse des éléments traces montre que le rapport Mg/Ca est inférieur à celui mesuré pour l'échantillon de surface (ostracodes actuels).

Par ailleurs, la valeur du  $^{18}\text{O}$ , mesurée pour la base de la carotte, équivaut à 3.5‰. Si ces sédiments correspondent, comme il a été postulé dans le chapitre minéralogie, à un début du remplissage du lac; cette valeur paraît trop positive. Deux hypothèses, ou leur combinaison, peuvent être postulées:

- 1) De basses températures et un rapport E/P relativement élevé durant cette période peuvent entraîner une augmentation du rapport  $^{18}\text{O}$  dans les carbonates authigéniques. Cette hypothèse peut être étayée par les faibles proportions du rapport Mg/Ca (Chivas et al., 1986). Cette hypothèse corroborerait celle énoncée dans le chapitre précédant stipulant que le climat, durant cette période, était froid et à saisons contrastées.  
D'autre part, durant cette période, le volume de la calotte glaciaire était plus élevé (données des carottes de glaces Grip, Dye 3 ...) qu'actuellement, entraînant un enrichissement des eaux océaniques en  $^{18}\text{O}$  (piégeage préférentiel, dans la glace, de  $^{16}\text{O}$ ) et par conséquent, des eaux météoriques.
- 2) Les eaux constituent un mélange d'eau résiduelles (dont le niveau était plus bas que le site de carottage, d'où l'absence d'enregistrement) enrichies en  $^{18}\text{O}$  suite à de fortes évaporations avec des eaux météoriques ayant un rapport  $^{18}\text{O}$  plus négatif. Ceci impliquerait, qu'avant 34'800 ans B.P., le climat était plus aride. Petit-Maire et al. (1995), mentionnent en effet l'existence d'une phase plus aride en Afrique, entre 42ka et 38ka B.P. Cette période a été suivie par une phase relativement plus humide entre 38ka et 22ka qui aurait entraîné l'augmentation du niveau du lac et le début des enregistrement sédimentaires au niveau du site du carottage. Cette hypothèse est cependant controversée par les données minéralogiques et géochimiques qui stipulent des eaux douces, pauvres en Mg et Na.

Les déviations autour de cette tendance générale vers une augmentation des rapports isotopiques de l'oxygène, pourraient être interprétées comme la réponse à des événements à court terme. Une augmentation du rapport isotopique indiquerait une augmentation de l'évaporation (Evaporation Précipitations), alors qu'une diminution de ce rapport indiquerait une augmentation des apports (pluies) présentant des rapports isotopiques plus négatifs. Ce dernier cas se présente à une profondeur de 6m, où le rapport  $^{18}\text{O}$  diminue de 1.8%. L'examen lithologique de ce niveau a, en effet, révélé une nature plus limoneuse des sédiments, indiquant une augmentation des apports détritiques transportés à partir du bassin versant par les eaux de ruissellement. Un échantillonnage plus fin autour de ce niveau reste toutefois nécessaire pour confirmer cette tendance.

Le  $^{13}\text{C}$  présente les valeurs les plus élevées de toute la séquence analysée, tout en restant constant au travers de cette unité (unité D). Ces valeurs positives pourrait indiquer une forte productivité phytoplanctonique dans le lac, qui en assimilant préférentiellement le  $^{12}\text{C}$ , tend à enrichir les eaux hôtes en  $^{13}\text{C}$ . Cette augmentation de la productivité se manifeste par l'augmentation des valeurs élevées en  $\text{C}_{\text{org}}$ , et par une grande abondance et diversité faunistique (fig. 6.4). L'évaporation joue certainement un rôle dans l'augmentation des rapports isotopiques du carbone, par évacuation préférentielle de  $^{12}\text{CO}_2$  mais ce rôle reste difficile à différencier.

### ***De 20'000 à ≈11'000 (?) ans B.P.***

Les variations du  $^{18}\text{O}$  dans l'unité C sont en revanche plus difficiles à interpréter. D'une part, on ne dispose que de trois données éparses (très peu d'ostracodes dans les sédiments de cette unité) et d'autre part, ces données ne montrent aucune tendance distincte.

Le fait marquant reste cependant les valeurs élevées du  $^{18}\text{O}$ , qui oscillent entre 4.6‰ et 6.3‰. En effet, cette unité ayant été interprétée comme la réponse sédimentologique à une augmentation du niveau du lac, et peut être à son débordement, une diminution du  $^{18}\text{O}$ , par rapport à l'unité sous-jacente, serait escomptée. L'hypothèse d'un remaniement des tests d'ostracodes analysés, à partir des sédiments de l'unité basale, ne peut-être retenue car l'unité C présente des valeurs de  $^{13}\text{C}$  nettement inférieures à celles enregistrées dans l'unité D (fig. 7.1 et 7.2).

Une hypothèse resterait plausible: Le niveau du lac aurait augmenté puis débordé dans la plaine de Tasgount séparant actuellement les deux lacs Isli et Tisli (cf. fig. 2.1). En débordant, la surface du lac augmente (environ d'un facteur 15) et le rapport volume/surface diminue. L'augmentation de la surface alloue alors une plus grande surface d'évaporation permettant ainsi un enrichissement plus intense des eaux en  $^{18}\text{O}$ . Cette hypothèse peut être soutenue par la présence de limons carbonatés lacustres au niveau de la plaine de Tasgount, à environ 30m au dessus du niveau actuel du lac Isli. Ces limons sont principalement calcitiques et pauvre en fossiles. Une tentative de datation de ces sédiments, par  $^{14}\text{C}$ , a malheureusement donné un âge correspondant au présent, biaisé par la présence de racines de plantes actuelles. La température joue certainement un rôle, mais celui-ci demeure, en l'absence d'autres analyses (éléments traces, par exemple), inquantifiable.

Les grandes fluctuations du  $^{18}\text{O}$ , observées dans l'unité C, peuvent être attribuées à des périodes d'instabilité du niveau du lac. Cette hypothèse rejoint celle formulée dans le chapitre précédent et qui a déjà été formulée par Lamb et al. (1994).

Le  $^{13}\text{C}$  accuse une chute de 3‰ à la transition entre l'unité D et l'unité C. Cette variation rapide est attribuée à la présence d'un hiatus déterminé par les datations au radiocarbone  $^{14}\text{C}$ . Ces faibles valeurs persistent dans les autres échantillons de cette unité. Ils pourraient indiquer une diminution de la productivité consécutive à l'instabilité du niveau du lac. Cette diminution de la productivité est corroborée par les faibles teneurs en  $\text{C}_{\text{org}}$  et par la faible diversité et la faible abondance des ostracodes.

### ***De 10'400 ans à 7'200 ans B.P.***

Il s'agit des données obtenues à partir des sédiments de la carotte TB. Les valeurs de  $^{18}\text{O}$  sont les plus basses enregistrées en comparaison avec les différents sondages analysés.

La sous-unité basale (S-U 3) représente l'enregistrement de l'intervalle du Dryas récent. Les valeurs de  $^{18}\text{O}$  observées, dans cette sous-unité, sont les plus élevées de cette carotte (0.49‰). Elles peuvent être interprétées comme la réponse à un bilan E/P déficitaire et/ou à des températures basses. La présence d'aragonite confirme l'hypothèse d'un bilan E/P déficitaire, mais ne concorde pas avec l'hypothèse stipulant de basses températures. En outre, la faible abondance de *C. neglecta*, espèce sténothermique préférant les eaux froides, indiquerait la présence d'une eau relativement chaude. Cependant, comme durant cet intervalle de temps, le site du carottage se situait dans la zone photique, il était donc soumis aux fluctuations saisonnières de température. Par conséquent, les valeurs isotopiques obtenues à partir des ostracodes reflèteraient aussi bien les températures que la composition isotopique des eaux de l'épilimnion.

Le  $^{13}\text{C}$  montre un premier maximum vers le sommet de cette sous-unité (fig. 7.6). Cette augmentation peut être reliée à deux phénomènes conjugués :

- Une légère augmentation de la productivité, probablement liée à l'augmentation des radiations solaires favorisant ainsi une augmentation de l'activité photosynthétique.
- Un enrichissement des eaux lacustre en  $^{13}\text{C}$ , par le départ de  $^{12}\text{CO}_2$  lors de l'évaporation.

La sous-unité 2 se caractérise par une diminution des rapports  $^{18}\text{O}$  et  $^{13}\text{C}$ . Cette diminution est interprétée comme la réponse à un allègement des rapports isotopiques de l'oxygène, consécutive à l'augmentation du niveau lacustre. Cette augmentation aurait entraîné une diminution de la salinité qui se marque par la reprise d'une sédimentation de calcite authigénique. L'augmentation des *C. neglecta* dans cette sous-unité, indiquerait un retour à des eaux plus froides (plus profondes!). La diminution du  $^{13}\text{C}$ , dans cette sous-unité serait reliée à la diminution de la productivité (légère diminution du Corg) avec en parallèle, une diminution de l'évaporation.

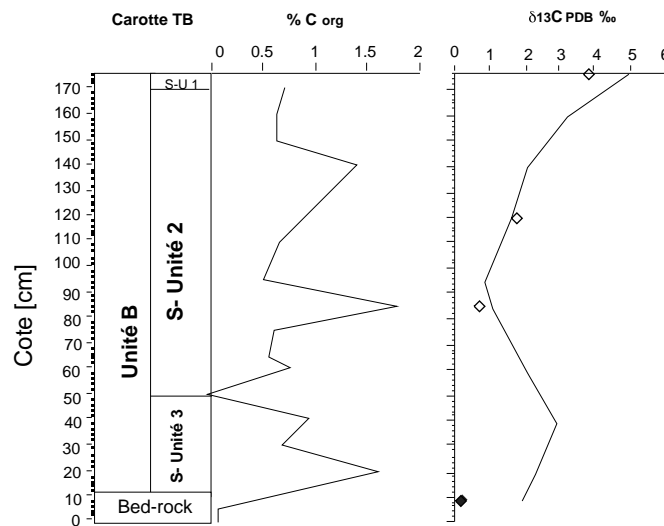


Fig. 7.6: Carotte TB, variations du Corg et  $\delta^{13}\text{C}$ , en fonction de la cote d'échantillonnage

La sous-unité 3 marquerait un retour à des conditions plus arides (mais moins prononcées que durant le Dryas récent) caractérisées par une augmentation des rapport  $^{18}\text{O}$ . Cette augmentation coïncide avec la réapparition de l'aragonite et l'augmentation des teneurs en Mg, Sr et Na. L'augmentation du  $^{13}\text{C}$  indiquerait une augmentation de la productivité, comme en témoigne la diversité et l'abondance des espèces faunistiques.

Il faut cependant noter que les enregistrements de cette carotte sont largement dominés par les fluctuations saisonnières de température et d'évaporation. En effet, ces sédiments étant littoraux, ils se sont formés dans la zone photique sujette à de grandes variations de température et d'évaporation. Cette influence de la température se remarque, lors de l'analyse d'ostracodes provenant de 4 horizons, par une évolution contraire du  $^{18}\text{O}_{\text{ostracodes}}$  par rapport à celui analysé sur la roche totale. Cette différence serait donc à relier à la différence de température entre les eaux superficielles et les eaux de l'hypolimnion. Ainsi, au niveau du site de carottage, lorsque le niveau du lac est bas, les ostracodes évolueront dans la zone photique où la précipitation carbonatée s'effectue. Dans ce cas, aussi bien les ostracodes que la calcite de précipitation

reflèteront la composition isotopique des eaux de l'épilimnion. Dès que le niveau du lac augmente, les ostracodes se retrouvent dans les eaux de l'hypolimnion et sont donc sujets à des températures plus basses (par rapport à la calcite de précipitation), d'où des valeurs isotopiques plus élevés.

### De 4'000 ans B.P. à l'actuel

Cette période est représentée par l'unité A, présente au niveau de la carotte IS5 et IS6. La comparaison des rapports isotopiques entre ces deux carottes montre que ces rapports sont plus lourds dans la carotte IS6, que dans la carotte IS5 (fig. 7.7 et 7.8). Nous attribuons cette différence à l'influence de la nappe phréatique, qui est plus importante dans le bassin profond, qu'à une profondeur de 60m. Cette hypothèse peut être étayée par la courbe de la résistivité actuelle des eaux du lac qui montre, en effet, des résistivités plus basses en dessous de 60m (cf. §2 p.14). En revanche, les rapports isotopiques montrent une évolution parallèle pour la carotte IS5 et IS6, avec toutefois l'absence, dans la carotte IS6, des déviations négatives observées au niveau de la carotte IS5.

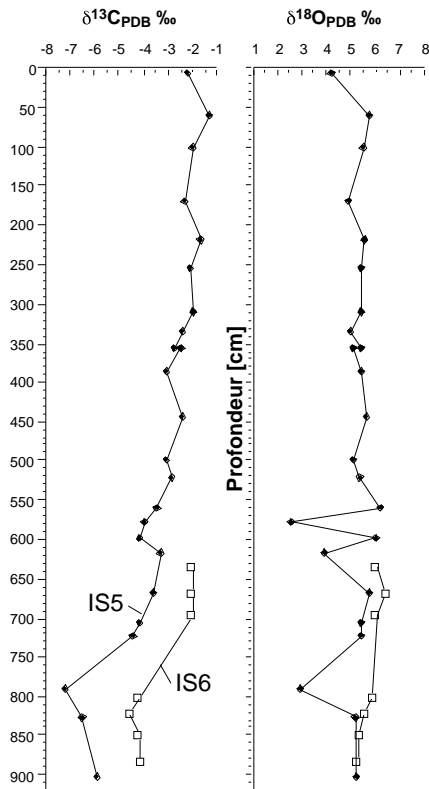


Fig. 7.7: Comparaison des rapports isotopiques (ostracodes) obtenus sur les carottes IS5 et IS6. Taux de sédimentations différents

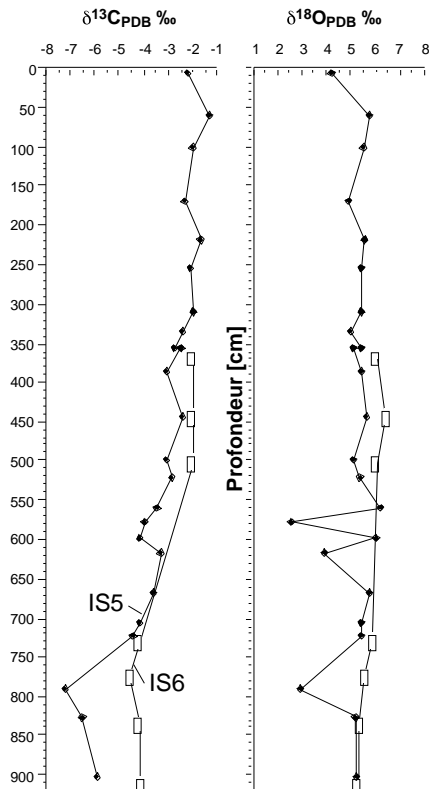


Fig. 7.8: Comparaison des rapports isotopiques (ostracodes) obtenus sur les carottes IS5 et IS6. Taux de sédimentations identiques

Durant ces 4 derniers millénaires, le lac semble avoir atteint un état d'équilibre, sous des conditions climatiques plus ou moins stables. En effet, les rapports isotopiques de l'oxygène semble avoir atteint le point ultime (McKenzie, comm. pers) d'équilibre eau-atmosphère. A ce stade, seules les déviations négatives seront représentées. Elles correspondront alors à des arrivées d'eau ayant des rapports isotopiques plus légers, due à des précipitations (pluies) abondantes ou à une

augmentation de l'alimentation par la nappe phréatique. Ces diminutions de  $^{18}\text{O}$  coïncident avec des minima d'aragonite témoigneraient par conséquent d'une diminution de la salinité des eaux.

Le rapport Sr/Ca (fig. 7.3) demeure plus ou moins constant au travers de la carotte IS5, avec une légère augmentation entre 400 cm et 700 cm. Le rapport Mg/Ca évolue en parallèle. Cette évolution en parallèle, entre 400 cm et 700 cm, indiquerait une augmentation de la salinité mais des températures constantes (Chivas et al., 1986; De Deckker et Forester, 1988; Curtis et Hodell, 1993). Cette augmentation de la salinité est reflétée par l'augmentation des teneurs en aragonite et en Mg-calcite. Les températures constantes sont probablement liées à la profondeur du lac qui permet l'isolement des eaux de l'hypolimnion de l'influence des variations saisonnières de température auxquelles sont soumises les eaux superficielles.

Le rapport isotopique du carbone montre une augmentation de la base de la carotte jusqu'à 750 cm puis une stabilisation des valeurs vers le sommet de la carotte. Les rapports isotopiques restent négatifs. Cette augmentation pourrait avoir deux origines :

- Une augmentation de la productivité après quoi le lac atteint un état trophique stable.
- une évolution vers un état d'équilibre des échanges entre le lac et l'atmosphère qui est atteint vers le sommet de la carotte témoignant d'un temps de résidence plus prolongé consécutivement l'isolement du lac.

## 5. Conclusion

Les analyses des isotopes stables et des éléments traces sur ostracodes ont été entreprises dans le but de reconstituer les paléoenvironnement du lac Isli. Elles ont permis de corroborer les hypothèses énoncées dans les chapitres précédents mais apportent aussi de nouvelles données nécessaires pour une telle reconstitution. Plusieurs conclusions peuvent être déduites:

Entre 34'000 et 28'000 ans B.P. les rapports isotopiques de l'oxygène témoigneraient que, durant cette intervalle de temps, le niveau du lac ne fluctuait que légèrement et qu'il aurait atteint un état d'équilibre (évaporation - précipitation) sous des conditions climatiques et hydrologiques plus ou moins stables. Les valeurs élevées du  $\delta^{18}\text{O}$  ont été reliées à de basses températures de l'épilimnion et par conséquent de basses températures atmosphériques. Les rapports isotopiques élevés du carbone sont interprétés comme la réponse à une forte productivité qui se manifeste aussi par une augmentation du  $\text{C}_{\text{org}}$ .

Entre 20'000 et <11'000 ans B.P., les rapports isotopiques de l'oxygène ont été interprétés comme la réponse à une augmentation de la surface du lac suggérant son débordement dans la plaine de Tasgout. L'augmentation de la surface d'échange eau-atmosphère et la diminution du rapport  $\text{Volume}_{\text{lac}}/\text{Surface}_{\text{lac}}$  permettant un enrichissement des eaux en  $^{18}\text{O}$ . Les fluctuations du  $^{18}\text{O}$  ont été reliées à une instabilité du niveau du lac. Durant cette période, la productivité du lac diminue, comme en attestent les faibles valeurs en  $^{13}\text{C}$  et en  $\text{C}_{\text{org}}$ .

Entre 10'400 ans et 10'000 ans B.P., les rapports isotopiques de l'oxygène obtenus à partir des carbonates inorganiques montrent une augmentation de l'aridité et de l'évaporation en comparaison avec la période qui succède au Dryas récent.

Entre 10'000 ans et 7'800 ans B.P. le niveau du lac aurait augmenté entraînant une diminution de la salinité des eaux et des rapports isotopiques de l'oxygène obtenus sur la roche totale, en comparaison de celles enregistrées pour le Dryas récent. Le  $^{18}\text{O}_{\text{ostracode}}$  montre une évolution contraire. Cette augmentation a été reliée à l'approfondissement du lac qui entraîne une isolation des eaux profondes où vivent les ostracodes des eaux superficielles où la formation de la calcite s'effectue.

Un retour vers des conditions plus arides (entre 7'800 ans et >7'000 ans), mais moins prononcés que durant le Dryas récent, est observée. Ils se caractérisent par une diminution du niveau lacustre, l'augmentation de la salinité des eaux et en conséquence une augmentation des rapports isotopiques de l'oxygène sur roche totale.

Durant les 4 derniers millénaires, le lac semble avoir atteint un état d'équilibre où seules les déviations négatives peuvent être enregistrées. La méthode des isotopes stables ne peut donc fournir les indications escomptées. En effet, malgré l'augmentation de Sr/Ca et Mg/Ca (entre 700 et 500 cm) qui témoigneraient d'une augmentation de la salinité des eaux, aucune variation notable des rapports isotopiques de l'oxygène n'a été enregistrée. Seules les données minéralogiques et celles des éléments traces indiquent une augmentation de l'aridité entre 2'300 ans et 1'300 ans B.P.



# **Discussion générale et conclusions**

---

## **1. Reconstitution des paléoenvironnements**

En se basant sur les données chronologiques, lithologiques, minéralogiques, géochimiques et isotopiques, nous avons pu effectuer des corrélations entre les différentes carottes prélevées aussi bien dans le lac Isli que dans les craies et limons lacustres émergés.

L'enregistrement sédimentaire, au niveau du lac Isli, débute depuis 34'800 ans B.P., jusqu'à nos jours. Cet enregistrement montre toutefois des discontinuités dues à la présence de plusieurs hiatus. En effet, seules les fenêtres de temps comprises entre 34'800 ans et 28'000 ans B.P. (Unité D, carotte IS6), entre 20'000 ans et <11'000 ans B.P. (Unité C, carotte IS6), entre 10'400 ans et 7'000 ans B.P. (Unité B, carottes TA1 et TB), ainsi qu'entre 4'000 ans B.P. et nos jours (Unité A, carottes IS5 et IS6), sont représentées.

### **1.1. Entre 34'800 ans et 28'000 ans B.P.**

Les sédiments déposés durant cet intervalle de temps (unité D), sont composés d'une alternance de craies (englobent des encroûtements autour de macrophytes ainsi que des concrétions) et de limons moins carbonatés. Ce faciès caractérise un milieu de dépôt littoral, sous une faible tranche d'eau. Cette faible profondeur induit un hydrodynamisme élevé caractérisé par une granulométrie grossière aussi bien de la phase carbonatée que celle du résidu insoluble. Comme cette carotte a été prélevée sur un haut fond, à 35m au dessus du fond actuel du lac, nous pourrions dès lors assumer que le niveau du lac oscillait entre 35 à 55m durant cet intervalle de temps. L'étude minéralogique de cette unité montre une nature calcitique des carbonates avec toutefois la

présence, à la base de la carotte, de dolomite et de smectite. La coexistence de ces deux minéraux dans des conglomérats tertio-quaternaires, montrant la même structure et la même texture que celles observées au niveau de la base de la carotte IS6, nous a amené à proposer que les sédiments de la base de la carotte correspondent au début du remplissage du lac par les eaux. Cependant, l'hypothèse de l'existence d'une étendue d'eau, antérieure à 34'800 ans B.P. et dont le niveau était inférieur à 35m, reste plausible. Elle révélerait alors qu'avant 34'800 ans B.P. un climat plus aride régnait dans la région.

La nature calcitique des précipitations et la géochimie des sédiments montrent que les eaux du lac, durant cet intervalle de temps, étaient moins salines qu'actuellement. Cette hypothèse est confirmée par la présence dans les sédiments des espèces d'ostracodes *Ilyocypris bradyi* et *Ilyocypris gibba*, qui ne tolèrent pas des salinités supérieures 5‰, et de diatomées périphytiques d'eaux peu profondes. En outre, la coexistence des espèces *Ilyocypris bradyi* et *Ilyocypris gibba* (témoins d'un milieu agité, donc oxygéné) et de pyrite framboïdale est expliquée par un climat à saisons contrastées: hivers froids, entraînant le gel du lac et son confinement et des étés relativement chauds favorisant une productivité biotique importante. Ce type de climat peut être comparé au Dryas récent, dont les enregistrements au niveau de plusieurs lacs suisses, montrent des similitudes avec les sédiments du lac Isli. Durant cette époque, le lac semble avoir atteint un état d'équilibre hydrologique (pertes par évaporation = apports) qui se manifeste par une tendance générale vers une augmentation des rapports isotopiques de l'oxygène. Toutefois, des déviations négatives de ces rapports ont été observées. Elles sont interprétées comme la réponse à une augmentation rapide du niveau lacustre suivies d'un retour aux conditions initiales.

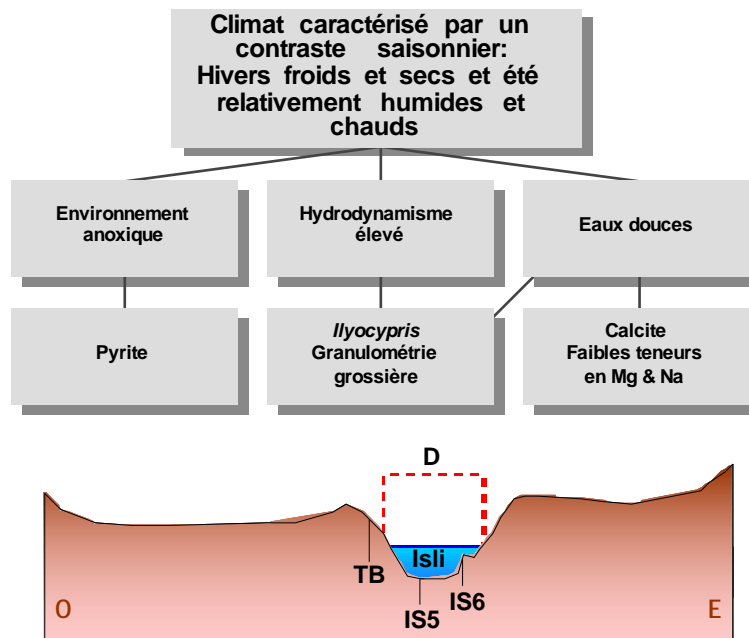


Fig. 1: Algorithme simplifier reconstituant le climat régnant entre 34'800 ans B.P. et 28'000 ans B.P.

Cette première période humide enregistrée au niveau du lac Isli reste de moindre importance en comparaison des phases humides ultérieures que la région a connues. Les données concernant cette période sont rares, principalement au nord du Sahara. En outre, les enregistrements recueillis

dans le Sahel et dans les régions tropicales montrent des disparités liées à des facteurs locaux (Petit-Maire et al., 1995).

Cet épisode humide du lac Isli coïncide avec des périodes pluviales enregistrées dans les régions équatoriales et tropicales. En effet, des épisodes palustres ont été enregistrés entre 38 et 22ka B.P. au Sahel nigéro-tchadien (Durand et Lang, 1986) et entre 35ka et 24ka B.P. dans la corne de l'Afrique (Voight et al., 1990). En revanche, les épisodes humides au Sahara sont antérieurs à 38ka B.P. (entre 46ka et 41ka B.P. au Mali (Morel et al., 1991), 40ka B.P. en Libye (Petit-Maire et al., 1980) et entre 45 et 40ka B.P. dans le sud de l'Égypte (Szabo et al., 1989)). Ces périodes coïncident avec des périodes arides en Afrique équatoriale et tropicale.

En Europe, les glaciers occupaient de vastes étendues. Néanmoins, les prémices des phases de déglaciation ont été relatées dès 40ka B.P. dans les Pyrénées (Jalut et al., 1992) et dans les Vosges (Seret et al., 1990).

### **1.2. Entre 28'000 ans et 20'000 ans B.P.**

Cette période se marque par la présence d'un hiatus au niveau de la carotte IS6. Ce hiatus peut être interprété comme la réponse à une diminution drastique du niveau lacustre, et probablement à l'émersion du site du carottage. Une telle diminution peut être provoquée par un climat plus aride en comparaison de l'époque précédente. Les datations au radiocarbone délimitant ce hiatus n'étant pas calibrées et la déstabilisation des sédiments ayant pu entraîner le remaniement des sédiments apicaux déposés lors de la phase humide précédente, conduisent à des confusions quant à l'âge de la fin de la première période humide (antérieure à 28ka B.P.) et celui du début de la seconde.

L'unique donnée dont nous disposons pour l'Afrique du Nord indique effectivement une augmentation de l'aridité entre 26ka et 28ka B.P. sur le piedmont du Haut Atlas, au sud de Marrakech (Dutour et Miskovski, 1991). En revanche, plusieurs témoins indiquent une augmentation de l'humidité au Sahara oriental entre 28ka et 20ka B.P. (Pachur et al., 1990; Haas et Haynes, 1980) entre 23 et 21ka B.P. dans la vallée du Nil (Paulissen et Vermeersh, 1987) et entre 22 et 24ka B.P. au Niger (Servant et Servant, 1970; Durand et Lang, 1986).

### **1.3. Entre 20'000 ans et <10'400 ans B.P.**

Cet intervalle de temps est enregistré au niveau de l'unité C (carotte IS6). Le sommet de cette unité n'a pu être daté, à cause de l'absence de macrorestes végétaux ainsi que de coquilles de gastéropodes et de bivalves. L'âge attribué au sommet de cette unité est basé sur les corrélations (ou plus précisément sur l'absence de corrélations) avec les autres carottes provenant des craies émergées et dont l'âge de formation remonte à 10'400 ans B.P.

Durant cette période, le niveau du lac Isli semble s'être élevé. Cette augmentation se manifeste par le changement radical de la lithologie et de la minéralogie des sédiments. En effet, les apports détritiques deviennent plus importants et l'hématite, héritée des grès et pélites de la Formation d'Anemzi, remplace la pyrite. Les teneurs en calcite diminuent et les encroûtements sont remplacés par des cristaux rhomboédriques (formés dans l'épilimnion) indiquant que le site du

carottage n'est plus situé dans la zone photique, mais largement en dessous de celle-ci. La granulométrie fine du résidu insoluble indique que les précipitations, qui ont causé l'augmentation du niveau du lac, n'étaient pas torrentielles mais réparties durant l'année. Cette situation impliquerait alors une augmentation de la nébulosité (probablement répartie sur toute l'année) et par conséquent, la diminution des radiations solaires reçues (et éventuellement une baisse des températures). Ce sont ces conditions qui auraient entraîné la diminution de la productivité (diminution du  $C_{org}$  et de  $^{13}C$ ). Cette dernière se serait répercutée sur l'abondance des ostracodes, dont le nombre total a diminué. La diminution de l'abondance des ostracodes et de leur diversité durant cette période ne résulte probablement pas uniquement de ces facteurs climatiques. Elle résulterait aussi de la diminution de l'alcalinité des eaux du lac, consécutivement à leur dilution par les eaux météoriques. La persistance des représentants du genre *Ilyocypris*, ainsi que les faibles teneurs en Mg, Sr et Na dans cette unité confirment que, durant cette période, les eaux du lac étaient douces.

L'hypothèse du débordement du lac, durant cette période, est suggérée par:

- La présence de témoins géomorphologiques indiquant l'existence de deux exutoires l'un à l'est et l'autre à l'ouest du lac Isli ainsi que par la présence actuelle de truites (*Salmo trutta*). Cette espèce se rencontre principalement dans les eaux torrentielles des rivières. Elle aurait été emprisonnée dans les eaux du lac, après l'abaissement de son niveau, en dessous de son exutoire.
- Les craies lacustres dans la plaine de Tasgount indiquent la présence d'une étendue d'eau entre les deux lacs Isli et Tisli. Le débordement du lac dans cette plaine, et par conséquent l'augmentation de sa surface, expliquerait alors les valeurs isotopiques élevées de l'oxygène sur ostracodes.

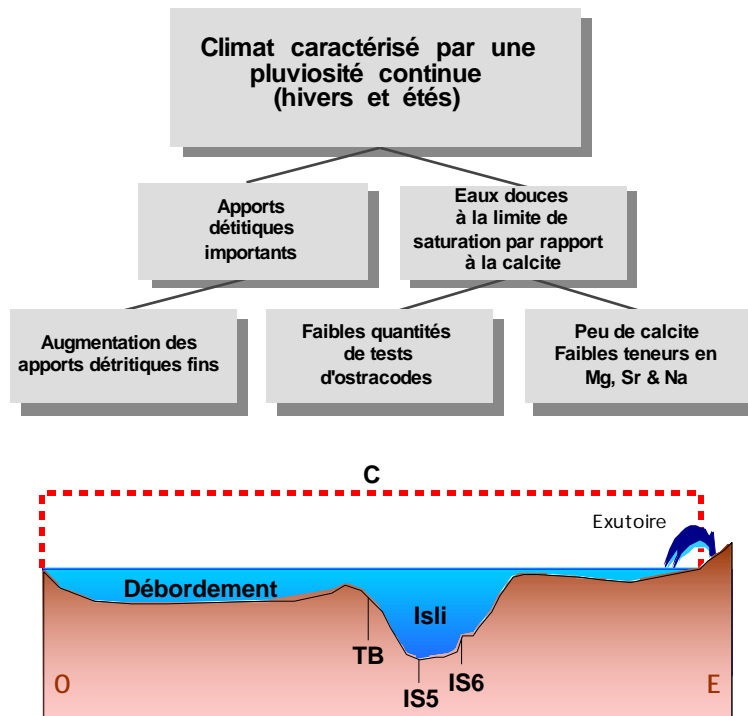


Fig. 2: Algorithme simplifié reconstituant le climat régnant entre 28'000 ans B.P. et <11'000 ans B.P.

Cependant cette hypothèse mériterait d'être vérifiée par d'autres datations réalisées sur les craies de Tasgount. En outre, les rapports isotopiques (sur ostracodes) du lac Isli et des craies de Tasgount devraient être comparés à celles obtenues à partir de l'unité C de la carotte IS6.

Malgré l'augmentation du niveau lacustre, de courts épisodes plus arides peuvent être distingués. Ils se marquent notamment par la présence d'un horizon contenant de la monohydrocalcite, qui témoigne de forts taux d'évaporation. En outre, l'apparition momentanée de pollen de *Quercus* et de *Pinus* à 13-14ka B.P. (en se basant la courbe stratigraphique de  $^{14}\text{C}$ ) indiquerait une élévation de la limite supérieure des arbres et ce, en réponse à une augmentation de l'aridité dans les plaines au Nord du Haut Atlas. Une augmentation comparable de ces types de pollen a été observée au niveau du site de Tigalmamine (Moyen Atlas), entre 14ka et 11ka B.P. (Lamb et al., 1989).

Par ailleurs, El Hamouti et al. (1991) suggèrent une augmentation  $\pm$  synchrone du niveau du lac Tigalmamine. Des données basées sur les dinoflagellés dans une carotte prélevée à 40km des côtes de Rabat, évoquent une augmentation de l'humidité durant le Bølling/Allerød. Pons et Reille (1988) font également état d'une amélioration climatique à environ 13ka B.P. au niveau du site de Padul en Espagne. L'unique donnée dont nous disposons pour l'Afrique équatoriale durant cette période fait état d'une période humide entre 11ka et 13ka B.P. au Kenya (Roberts, 1993). En revanche, dans cet intervalle de temps, un climat aride régnait au Sahara (Rognon, 1987). De telles conditions arides ont été déterminées par Muzzolini (1986) sur la base de plusieurs données provenant de la région saharienne.

#### **1.4. Entre 10'400 ans et 7'000 ans B.P.**

##### **1.4.1. De 10'400 à 10'000 ans B.P.**

Durant l'intervalle du Dryas récent, le niveau du lac semble avoir été en dessous du niveau de ses exutoires. En effet, la transition vers une sédimentation aragonitique et la présence de fortes teneurs en éléments tels que le Sr et le Na suggèrent un milieu d'eaux plus salines que la période précédente. L'augmentation de la salinité, reliée à une diminution du rapport P/E, se marque aussi par la disparition des représentants du genre *Ilyocypris*. Les forts taux d'évaporation auraient engendré des rapports  $^{18}\text{O}$  plus élevés de la roche totale en comparaison de la période postérieure. D'autre part, les assemblages des espèces d'ostracodes indiquent une température des eaux relativement élevées. Cependant cette information peut être biaisée par la baisse du niveau du lac et par le fait que le site du carottage se trouve dans la zone photique devenant, par conséquent, sujet aux variations saisonnières des températures.

L'hypothèse d'un climat aride durant le Dryas récent au niveau du lac Isli concorde avec les observations effectuées au niveau du site de Tigalmamine (El Hamouti et al, 1991, Lamb et al. 1995). Une augmentation de l'aridité a également été enregistrée aussi bien dans la péninsule ibérique (Padul; Pons et al., 1987; Pons et Reille, 1988; Jalut et al., 1992; Huntley et Prentice, 1993) qu'en Afrique équatoriale (Kelts et al., 1990; Street-Perrot et Perrott, 1990). En revanche,

au nord du Sahara, cette période se marque par une augmentation de la pluviosité (Muzzolini, 1986; Rognon, 1987).

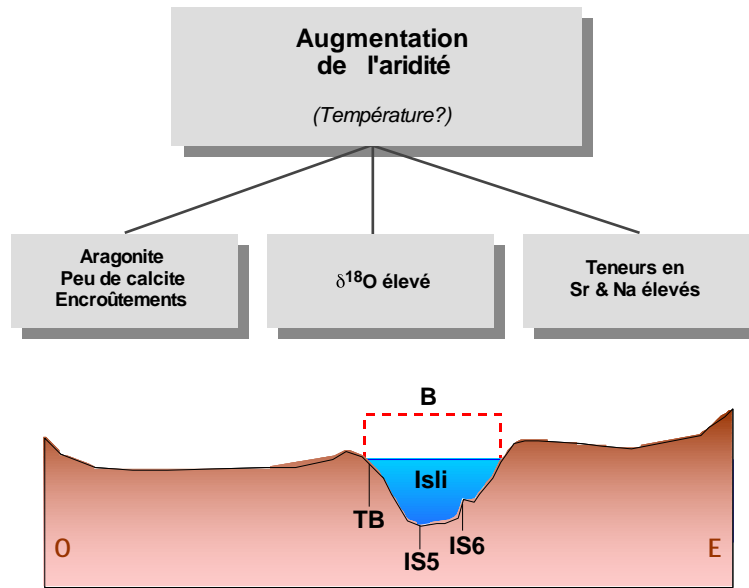


Fig. 3: Algorithme simplifier reconstituant le climat régnant entre 10'400 ans B.P. et 10'000 ans B.P.

#### 1.4.2. Entre 10'000 et 8'000 ans B.P.

Dans l'Atlas, la transition vers le Préboréal se marque par un retour vers des conditions climatiques plus humides qui auraient entraîné une élévation du niveau du lac Isli qui se maintient jusqu'à la fin du Boréal. L'évolution vers des eaux moins minéralisées que durant l'intervalle du Dryas récent se marque aussi bien par la transition vers une sédimentation calcitique que par l'apparition de *Limnocythere inopinata* connue pour vivre dans des eaux dont la salinité ne dépasse pas 5.9‰. L'absence des espèces du genre *Ilyocypris* suggérerait toutefois des salinités supérieures à 4.4‰ qui expliquerait les teneurs élevées en Mg incorporé dans la maille calcitique. L'augmentation du niveau du lac a entraîné l'approfondissement de la colonne d'eau au niveau du site de carottage. Par conséquent, les ostracodes benthiques étaient situés dans l'hypolimnion. La différence des rapports isotopiques analysés sur la roche totale et ceux mesurés sur les ostracodes correspondrait alors à la différence de température entre les eaux de l'épilimnion (où s'effectue la précipitation des carbonates) et celles de l'hypolimnion.

Une augmentation correspondante de l'humidité a été proposée, au niveau du lac Tigalmamine entre 10ka et 8 ka, avec un optimum lacustre vers 9-8.5 ka B.P. (El Hamouti et al., 1991; Lamb et al., 1995), ainsi qu'au niveau d'autres sites le long des côtes atlantiques marocaine, dans le Rif et dans le bassin de la Moulouya (Reille, 1976; Petit-Maire, 1984; Fontes et al., 1985; Ballouche, 1986 et d'autres). Au Sahara (Muzzolini, 1986; Rognon, 1987; Petit-Maire, 1995), en Afrique tropicale et équatoriale (Street-Perrot et Perrott, 1990; Kelts et al, 1990), cette période correspond également au "grand humide holocène". Le même optimum climatique a été enregistré au sud de la péninsule ibérique (Huntley et Birks, 1983; Pons et Reille, 1988).

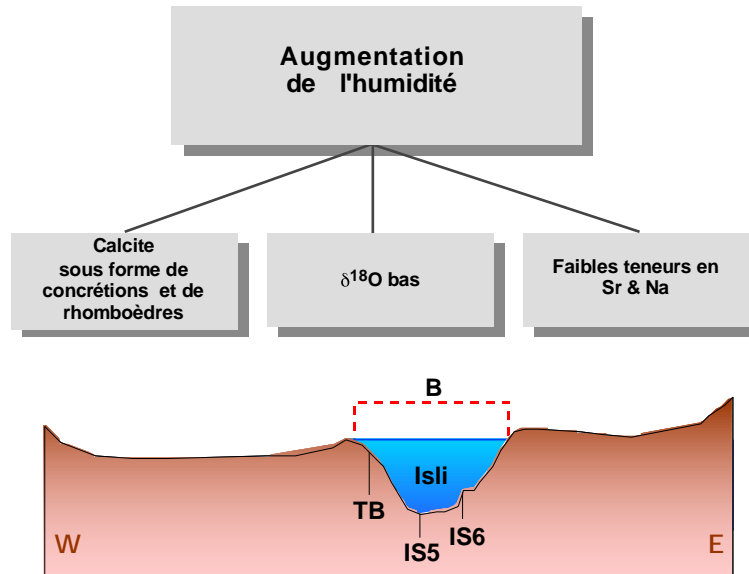


Fig. 4: Algorithme simplifier reconstituant le climat régnant entre 10'000 ans B.P. et 8'000 ans B.P.

#### 1.4.3. De 8'000 à 7'000 ans B.P.

Dès la fin du Boréal, un retour à des conditions climatiques plus arides est observé. Elles se caractérisent par la reprise d'une sédimentation aragonitique, consécutive à l'augmentation de la salinité des eaux (augmentation qui a entraîné la disparition de *L. inopinata*) et à l'abaissement du niveau lacustre. Cette diminution se marque notamment par l'augmentation des encroûtements et par la convergence des valeurs isotopiques obtenues sur les ostracodes et sur la roche totale.

Cette récurrence de l'aridité paraît généralisée. En effet, elle a été observée aussi bien au niveau du site de Tigalmamine (El Hamouti et al., 1991; Lamb et al., 1995) qu'au Sahara (Muzzolini, 1986; Rognon, 1987; Petit-Maire, 1995), ainsi qu'en Afrique équatoriale et tropicale (Street-Perrot et Perrott, 1990; Kelts et al., 1990).

#### 1.5. De 4'000 ans à nos jours

Durant les 4 derniers millénaires, le lac Isli semble avoir atteint un état d'équilibre hydrologique plus ou moins identique aux conditions actuelles. L'interruption de la sédimentation (bien que des sédiments déposés auraient pu être remaniés à cause d'une baisse drastique du niveau lacustre) au niveau des sites de carottage des carottes TA1 et TB suggèrent que le niveau du lac a baissé pour atteindre un niveau plus ou moins identique au niveau actuel. Cela indique une dégradation graduelle du climat depuis <4ka B.P. En effet, les données géochimiques (Mg et Na) et minéralogiques suggèrent une augmentation progressive de la salinité des eaux, ce jusqu'au moins 1'300 ans B.P. L'augmentation de la salinité aurait entraîné la disparition progressive de plusieurs espèces, telles que *C. vidua*, *C. neglecta* et *C. fabaeformis*, de même que l'apparition de deux espèces du genre *Limnocythere*. Par ailleurs, durant l'intervalle de temps compris entre 4'000 ans et 1'300 ans B.P. deux phases plus arides qu'actuellement ont été enregistrées entre 3'500ans et 2'600 ans B.P. et entre 2'300 ans et 1'500 ans B.P. Ces épisodes arides se marquent d'une part par

l'augmentation de la précipitation aragonitique et, d'autre part, par l'augmentation des éléments traces (Sr et Mg) analysés sur les tests des ostracodes. En outre, plusieurs horizons de cette période présentent des fragments de bois brûlé (charbon) provenant probablement de feux qui auraient été favorisés par de longues périodes de sécheresse. Les conditions climatologiques et hydrologiques actuelles semblent s'être installées dès 1'300 ans B.P.

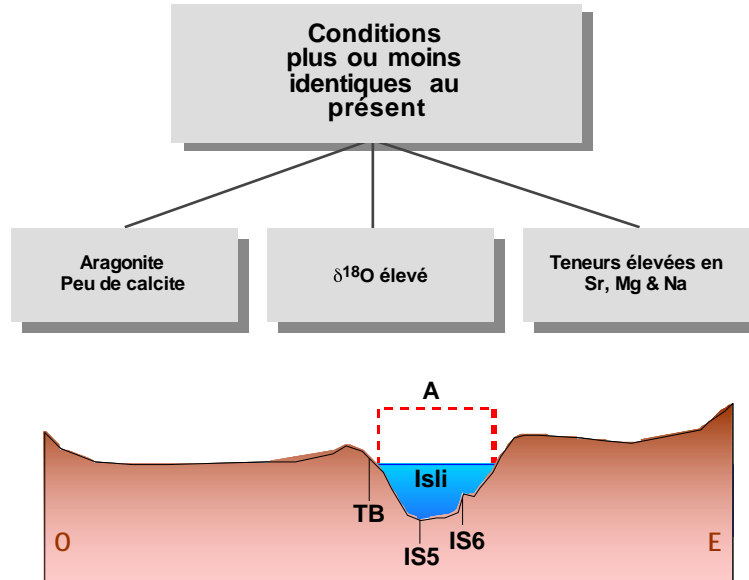


Fig. 5: *Algorithme simplifier reconstituant le climat régnant entre 4'000 ans B.P. et nos jours*

Des fluctuations climatiques similaires ont été également observées au niveau du site de Tigalmamine et de celui du lac Sidi Ali dans le Moyen Atlas (Barker et al., 1994), avec cependant, de légers décalages dans leur extension et leur durée. Des événements régressifs ont été également constatés au Sahara, ainsi qu'en Afrique tropicale et équatoriale. En Europe, deux phases régressives coïncidant avec celles qui ont été observées en Afrique ont pu être distinguées (Gaillard, 1985; Magny, 1992; Ammann, 1982; Rösch, 1983).

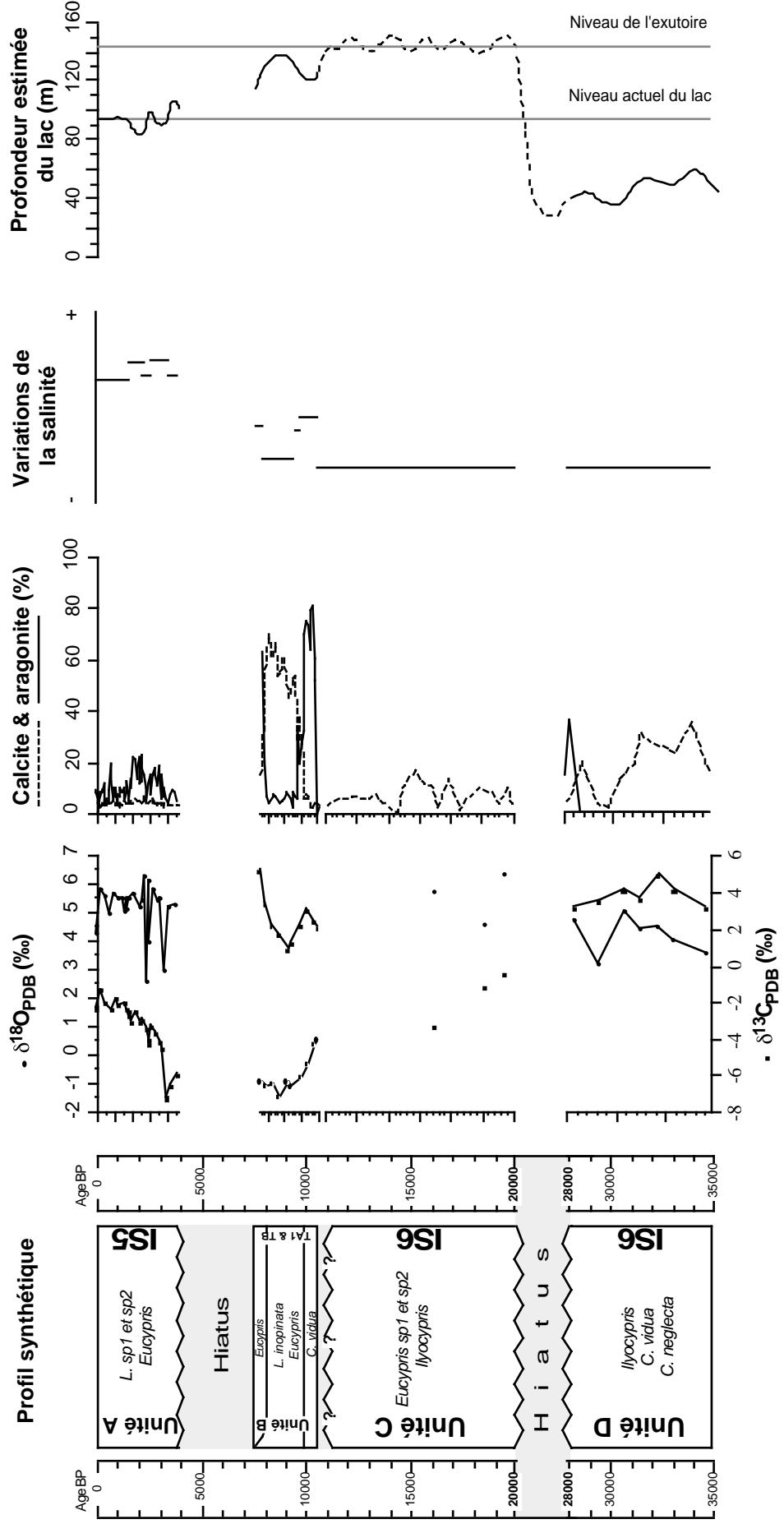
## 2. Evolution du sol et de la végétation

L'histoire et l'évolution des sols du bassin versant du lac Isli a pu être retracée grâce à l'analyse minéralogique des argiles des sédiments lacustres. Ces analyses ont montré qu'aucun processus pédogénétique notable n'a affecté les sols du bassin versant du lac. En effet, la comparaison, aussi bien qualitative que quantitative, des différentes associations argileuses, témoignent de la persistance, depuis le début de l'enregistrement lacustre, de sols très peu évolués identiques aux sols actuels. L'invariabilité des sols au cours du temps a été reliée à deux facteurs conjugués:

- La topographie accidentée du bassin versant qui ne permet pas la préservation des sols potentiellement capable de se former.
- L'absence d'une flore arborescente permettant la formation (grâce aux acides humiques et à l'action des racines) et la fixation de sols évolués

En effet depuis 34'800 ans et jusqu'à 4'000 ans B.P., le profil pollinique réalisé sur la carotte IS6 montre que le plateau des lacs était exclusivement colonisé par une végétation de type steppique

**Fig. 8.6: Récapitulatif des principaux résultats et esquisse du modèle paléohydrologique du lac Isli**



(notons toutefois, que nous ne disposons pas des données polliniques concernant la période comprise entre 10'400 ans et 7'000 ans B.P.). Ce n'est qu'à partir de 4'000 ans B.P. (ou antérieurement), que l'apparition de pollens correspondant à une végétation méditerranéenne est observée. Comme aucune forêt ne semble avoir colonisé le plateau des lacs (Lamb et al., 1994), l'apparition de ce pollen proviendrait de l'élévation de la limite supérieure des arbres résultant de la diminution des précipitations dans les plaines au nord de l'Atlas. En fait, le lac Isli paraît avoir toujours été situé au-dessus de la limite des arbres.

Nous noterons toutefois que les enregistrements polliniques de la carotte IS6 ne remontent pas jusqu'à nos jours mais s'arrêtent à 1'500 ans B.P. Ceci expliquerait l'absence de pollens de cèdre (dans la carotte IS6), présent actuellement à moins de 20km du lac Isli.

### 3. Modèle paléohydrologique du lac Isli

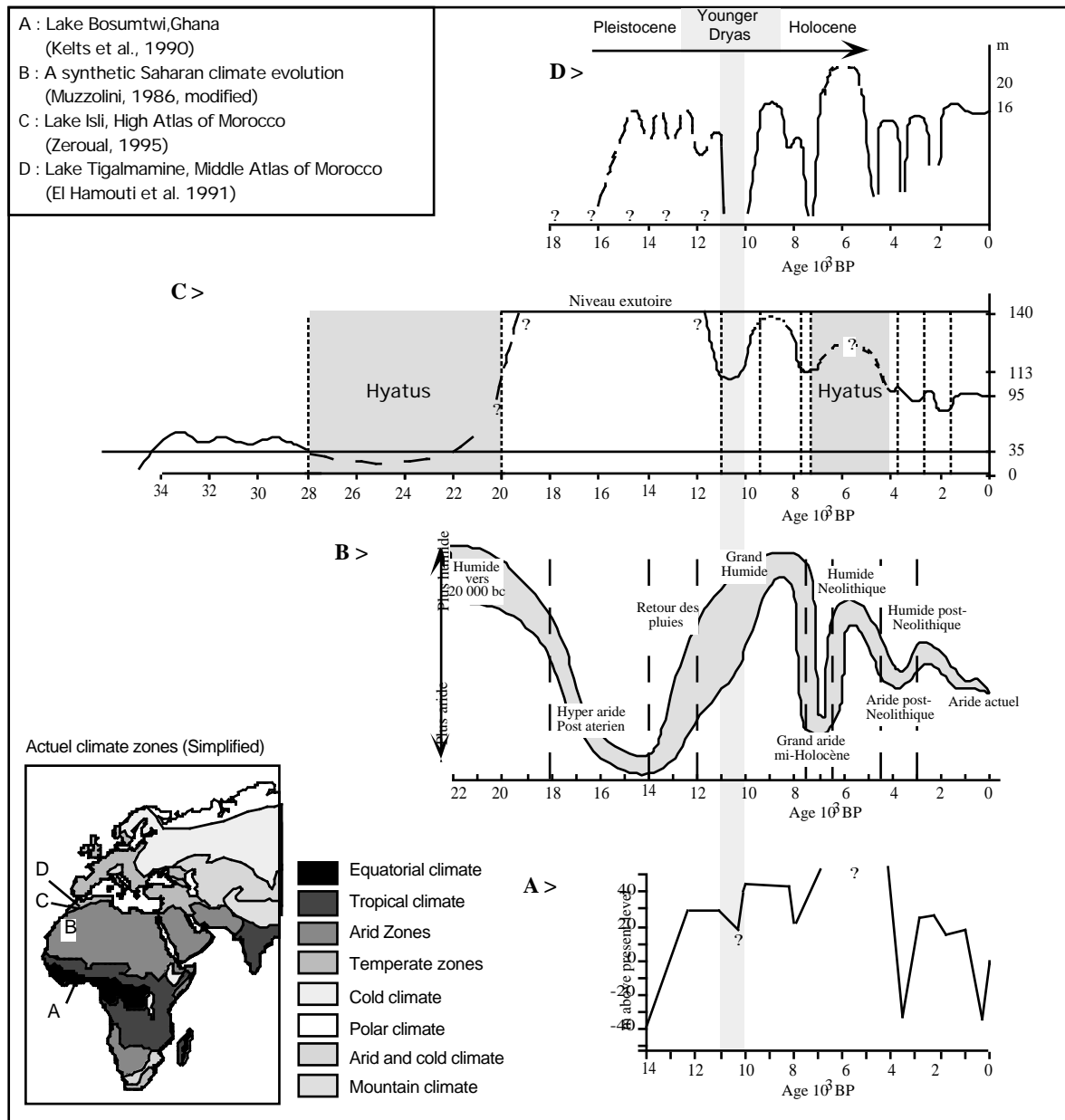
La création du modèle paléohydrologique du lac Isli repose sur la compilation des résultats de l'étude multidisciplinaire menée lors de ce travail. Il est basé pour une grande part sur l'évolution de la salinité des eaux du lac qui est déduite à partir des données paléolimnologiques, isotopiques et minéralogiques. Les paléo-niveaux fixés dans ce modèle sont extrapolés à partir des positions de prélèvement des carottes, des altitudes des terrasses et des paléo-exutoires (fig. 8.6).

### 4. Variations climatiques le long d'un transect N-S

Les différences régionales, morphométriques et environnementales ainsi que celles entre les méthodes utilisées pour la création des modèles paléohydrologiques rendent difficiles les comparaisons entre les divers modèles. En outre, les datations approximatives et les problèmes liés aux méthodes géochronologiques représentent des obstacles supplémentaires pour la réalisation de corrélations précises. Néanmoins, il est possible d'en dégager les principales similitudes et disparités.

De par sa situation, à la jonction des influences méditerranéennes, sahariennes et atlantiques, le lac Isli constitue non seulement un site important pour tester les idées et les hypothèses des changements climatiques, mais permet surtout d'établir un lien entre les enregistrements climatiques européens et africains. Dans cette optique, nous avons construit un transect climatique N-S, à travers l'Afrique de l'ouest, reliant les régions équatoriales aux régions méditerranéennes (fig. 8.7). Les enregistrements des sites marocains seront alors comparés à une compilation de données provenant d'Europe permettant ainsi d'établir le lien Afrique-Europe (fig. 8.8). De ces comparaisons, on peut dégager les constatations suivantes:

**1° Le modèle paléohydrologique du lac Isli montre une évolution parallèle avec celui du lac Tigalmamine** avec, toutefois, de légers décalages dans la durée et l'avènement des phases arides et humides. Les corrélations existantes entre ces deux lacs peuvent être étendues à d'autres lacs dans le Moyen Atlas, ainsi qu'à d'autres sites du Maroc. Ces similitudes montrent que les événements climatiques déduits à partir de l'enregistrement sédimentaire du lac Isli ne reflètent pas des variations locales de climat, mais des événements à plus grande échelle.



**Fig. 8.7:** Transect climatique sythétique au travers de l'Afrique de l'ouest, reliant les régions équatoriales aux régions méditerranéennes.

Cette figure montre un déphasage entre les enregistrements climatiques au Sahara et au Maroc avant le Dryas récent (11 ka B.P.). Dès l'Holocène un parallélisme entre les courbes climatiques peut être observé.

Notons qu'à partir de 6-5ka B.P., l'abaissement du niveau du lac Isli reflète la dégradation du climat saharien.

**2° Avant le Dryas récent, l'évolution du climat au Sahara semble opposé à celui qui régnait en Afrique du Nord.** En revanche, cette dernière montre des similitudes avec le climat équatorial. Ainsi, au niveau du lac Isli durant la période comprise entre 34.8ka et 28ka B.P., le climat était à saisons contrastées: hivers froids et étés chauds (et à priori humide). Si les hivers froids peuvent être expliqués par une dominance de vents de NE secs et froids, générés par de hautes pressions au dessus de l'Europe centrale, où la période glaciaire était à son paroxysme, la présence de précipitations estivales suggérerait-elle une influence de la mousson? Cette question mérite de plus amples investigations. En effet, les rares données dont nous disposons montrent qu'une période humide similaire régnait en Afrique tropicale et équatoriale.

La période comprise entre 20ka et <11ka B.P. se caractérise par une nouvelle augmentation de l'humidité avec toutefois une récurrence aride durant le Dryas ancien. Pendant cette période, une intensification des vents NE (Hooghiemstra et al., 1987; Marret et Turon, 1994) aurait engendré un climat plus aride. En revanche, durant les périodes humides, les précipitations semblent (contrairement à l'épisode humide précédent) réparties sur toute l'année. La deuxième phase humide correspond au Bølling-Allerød. Durant cet intervalle de temps, le front polaire s'est retranché vers le nord et l'Europe connaît un réchauffement climatique. Cette situation aurait permis l'installation d'un système cyclonique (au-dessus ou au nord de la Méditerranée?) qui aurait apporté d'importantes précipitations durant l'hiver aussi bien en Europe méridionale qu'au Maroc. La persistance des pluies durant l'été pourrait être expliquée par des vents humides d'ouest (mousson?). L'épisode humide antérieur au Dryas ancien reste toutefois plus difficile à expliquer.

**3° Le Dryas récent est considéré comme une phase aride aussi bien dans la péninsule ibérique, au Maroc qu'en Afrique équatoriale** alors qu'au Sahara, une augmentation de l'humidité est observée. Durant cette période, le déclin de la calotte glaciaire se manifeste par de massives décharges d'icebergs (Jantschik, 1991; Bond et al., 1992 et d'autres). La fonte des glaces dans l'Atlantique Nord aurait induit un influx d'eau froide de surface inhibant la formation de NADW (North Atlantic Deep-water). Ce phénomène aurait induit une déficience des circulations thermohalines et par conséquent une diminution temporaire de la mousson (Street-Perrott et Perrott, 1990). En Afrique du Nord, une intensification des vents NE, secs et froids, serait à l'origine de l'augmentation de l'aridité (Hooghiemstra et al., 1987; Marret et Turon, 1994; Lamb et al., 1995)

**4° L'Holocène se caractérise par l'apparition de similitudes, aussi bien en Afrique équatoriale, tropicale, saharienne que méditerranéenne\***. En effet, une alternance de phases humides et de phases arides semble généralisée sur le transect N-S que nous avons réalisé (fig.8.7).

La première phase aride (entre 7ka et 8ka B.P.) a été reliée à des changements des conditions de surface de l'Océan Atlantique (Rognon, 1987; Lamb et al., 1995). En effet durant cette période, une diminution de la salinité et de la température estivale des eaux océaniques a été observée, en se basant sur les données d'une carotte prélevée dans le plateau du Rockall (Duplessy et al., 1992).

---

\* L'évolution du climat en Afrique du Nord est graduelle et montre d'importantes disparités régionales. En effet, des oppositions pluviométriques entre le Maghreb et la région Libyo-Egyptienne ont été enregistrées. Au Maghreb, chaque phase humide correspond à des périodes arides en Afrique orientale (Rognon, 1987). Cet auteur relie ces différences aux changements graduels du nombre et de la localisation des méandres du Jet Stream, qui contrôlent directement le système de précipitation dans la région sud-méditerranéenne.

Cette diminution est simultanée à une fonte rapide de la calotte glaciaire du continent américain conduisant au flux d'eaux froide dans l'Atlantique Nord entre 8ka et 7ka B.P. (Flohn, 1983). Elle aurait entraîné, comme pour le Dryas récent, une déficience de la mousson en Afrique équatoriale et tropicale et une intensification des vents du NE en Méditerranée et en Europe centrale.

La dégradation climatique qui s'amorce vers 6.7-6.5 ka B.P. dans les bassins hyper-arides africains et l'installation du climat saharien entre 5.5 et 4.5 ans B.P. (Neumann, 1988; Fabre et Petit-Maire, 1988) semblent correspondre à la dégradation du climat au Maroc, qui débute dès (ou avant) 4ka B.P. Cette dégradation se manifeste au niveau du lac Isli par une baisse du niveau lacustre par rapport à l'optimum holocène, par l'extension des phases arides et la diminution de la durée et de l'amplitude des phases humides. Elle marquerait alors le début de l'influence saharienne au Maroc.

La comparaison du modèle paléohydrologique du lac Isli avec des données climatiques en Europe nous permet de faire les constatations suivantes (fig. 8.8):

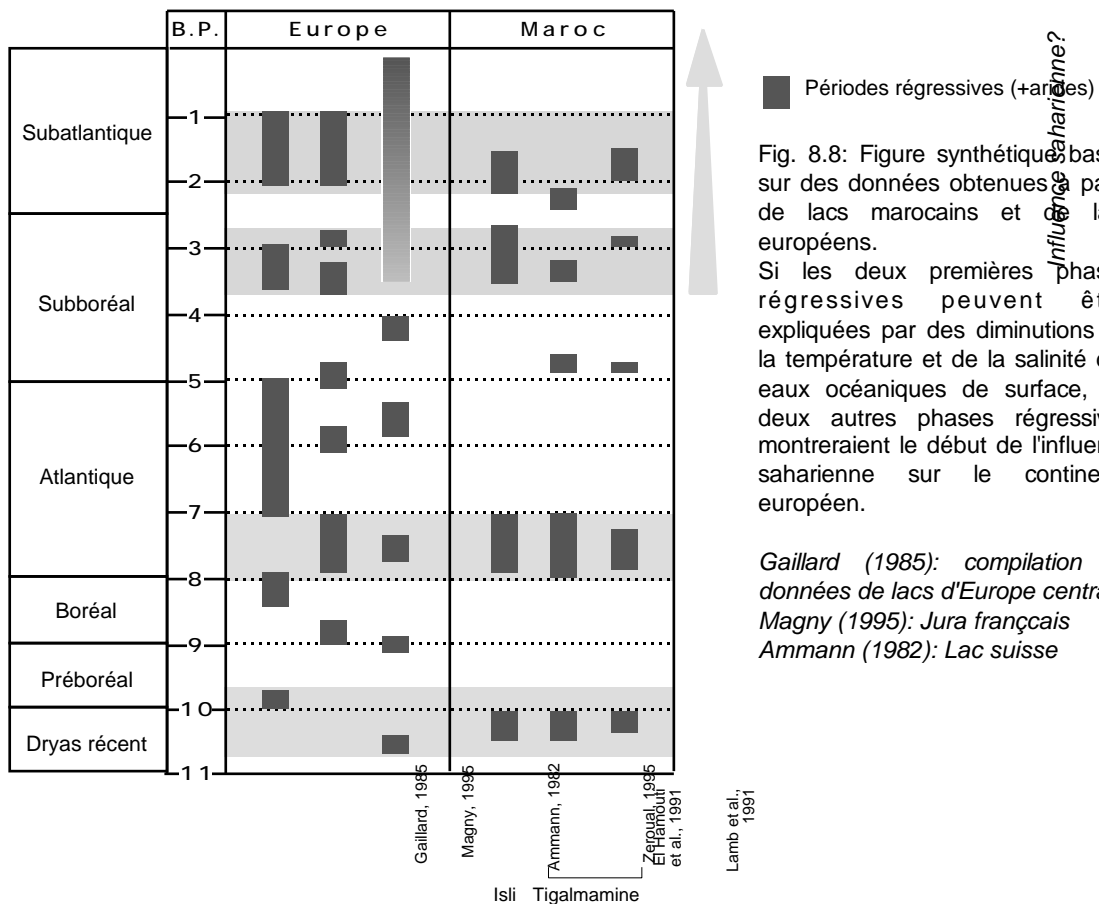


Fig. 8.8: Figure synthétique basée sur des données obtenues à partir de lacs marocains et de lacs européens.

Si les deux premières phases régressives peuvent être expliquées par des diminutions de la température et de la salinité des eaux océaniques de surface, les deux autres phases régressives montreraient le début de l'influence saharienne sur le continent européen.

Gaillard (1985): compilation de données de lacs d'Europe centrale  
 Magny (1995): Jura français  
 Ammann (1982): Lac suisse

Les deux phases arides correspondant au Dryas récent et entre 7ka et 8ka, sont observées de part et d'autre de la Méditerranée. Si elles ont été reliées à des changements des conditions de la surface océanique, il en est pas de même pour les deux phases arides ultérieures. En effet, ces deux phases arides (entre 3.5ka et 2.6ka et entre 2ka et 1ka) ne correspondent à aucune variation de température de la surface océanique.

Ces deux phases arides marquent le début d'un parallélisme entre l'Europe méridionale (et centrale?) et le Maroc. une telle similitude, qui était jusqu'alors absente marquerait une extension de l'influence saharienne, déjà ressentie depuis 4-5ka B.P. au Maroc, au delà de la Méditerranée à partir 3.5ka B.P. En effet, à partir de cette époque, une détérioration (évolution vers un climat plus aride) du climat semble s'installer en Europe (Ammann, 1982; Rösch, 1983; Niessen et al., 1984).

Comme l'extension de l'influence saharienne au Maroc puis en Europe, ne semble pas résulter directement de changements des circulations atmosphériques et océaniques, impliquerait-elle une influence directe ou indirecte de l'Homme?

## 5. Conclusion

Si l'étude des archives sédimentologiques des lacs permet la reconstitution de l'histoire climatique régionale, l'interprétation des données peut aboutir à des conclusions erronées lorsqu'elles ne sont pas placées dans un contexte plus global. En effet, tout lac constitue un système ouvert, sujet aux variations qui lui sont intrinsèques (facteurs physico-chimiques) mais aussi aux variations de l'environnement "sédimentologique et hydrologique" dans lequel il se place. La compréhension de la sédimentation du lac dépend donc de celle de son environnement. Le lac Isli, site encore inexploré jusqu'en 1990, est un exemple concret qui montre la nécessité d'une telle approche.

En effet, les sédiments du lac Isli sont largement dominés par les apports détritiques provenant d'un bassin versant étroit, très accidenté et lithologiquement varié. Cette situation nous a amené à effectuer une étude multidisciplinaire aussi bien des sédiments lacustres que de son bassin versant.

Malgré cette dominance du détritisme, le lac Isli a enregistré dans ses sédiments les variations des environnements climatiques auxquels il était soumis. En effet, les changements minéralogiques et lithologiques démontrent que le chimisme des eaux du lac a varié au cours du temps, variations qui ont été corroborées aussi bien par les analyses des populations d'ostracodes que par les analyses géochimiques et isotopiques.

Les variations du chimisme des eaux sont étroitement reliées aux variations du niveau lacustre. Plusieurs témoins topographiques (plages, craies émergées, paléo-exutoires) montrent que le niveau du lac a ostensiblement varié durant les 34 derniers millénaires. Il était d'environ 35m durant la période comprise entre 34'800 et 28'000 ans B.P., pour augmenter à 140m (entre 20'000 et <11'000 ans B.P.) et probablement déborder.

En se basant sur toutes ces données, un modèle paléohydrologique du lac Isli a pu être réalisé. La comparaison de ce dernier avec d'autres modèles, ainsi qu'avec des données obtenues, aussi bien sur des lacs, des lagunes et autres dépôts continentaux situés au Maroc, a permis de confirmer que lac Isli n'a pas répondu uniquement à des variations climatiques locales mais à des phénomènes climatiques plus régionaux (échelle du Maroc, voire même dans tout le domaine au Nord du Haut Atlas).

Par ailleurs, la comparaison du modèle paléohydrologique du lac Isli avec d'autres modèles dans le Sahara et en Afrique tropico-équatoriale a montré:

- Des similitudes frappantes entre les enregistrements climatiques entre le Maroc et Afrique tropico-équatoriale, aussi bien durant la période glaciaire que durant le Dryas récent et l'Holocène. Ces similitudes suggéreraient-elles une influence directe ou indirecte (feed-back) de la mousson sur le climat au Maroc?
- En revanche, durant la période glaciaire, le climat saharien était opposé à celui de l'Afrique du Nord qu'à celui de l'Afrique tropico-équatoriale. Ce n'est qu'à partir de l'Holocène qu'une évolution comparable a été enregistrée dans toutes ces régions.
- L'installation du Sahara (*ss*) a été ressentie au Maroc dès <4ka puis plus tardivement en Europe vers 3.5ka B.P.

Ces similitudes et disparités entre les enregistrements climatiques au sein de l'Afrique et entre l'Afrique et l'Europe sont probablement liés aux changements des circulations atmosphériques qui sont eux même reliés aux circulations océaniques ainsi qu'à l'influence astronomique.

## 6. Perspectives d'avenir

Le lac Isli constitue un site important à plusieurs titres: D'une part, il représente un exemple concret permettant la compréhension des phénomènes sédimentologiques et physico-chimiques dans les lacs endoréiques, soumis à des climats semi-arides et/ou arides. D'autre part, grâce à sa situation à la jonction entre les influences sahariennes, méditerranéennes et atlantiques, il occupe une place sensible permettant de retracer l'évolution des circulations atmosphériques durant les phases glaciaires et interglaciaires.

Dans ce but, l'accomplissement d'autres études reste nécessaire:

1- Une étude plus approfondie, un échantillonnage plus serré et une calibration des données isotopiques seront requis pour mieux comprendre et évaluer les réponses isotopiques du lac en réponse aux changements climatiques (bilan évaporation/précipitations). En outre, des analyses complémentaires des éléments traces sur ostracodes, des sédiments des carottes IS6 et TB, restent indispensables pour étayer nos hypothèses.

2- L'hypothèse du débordement du lac Isli, dans la plaine de Tasgount, mérite de plus amples investigations. En effet, des datations des craies rencontrées dans cette plaine sont nécessaires pour confirmer cette hypothèse. De plus, des analyses isotopiques (et peut être des éléments traces sont nécessaires pour confirmer le lien entre ces craies et les sédiments du lac Isli.

3- Un suivi régulier du niveau du lac Isli et des paramètres climatiques actuels seront d'un grand secours, d'une part pour la compréhension des variations du niveau du lac en relation avec les changements "climatiques" et d'autres part pour la quantification de l'influence de la nappe phréatique dont le rôle (modérateur?) peut avoir masqué, des événements climatiques locaux.



## Bibliographie

- ADATTE, TH. (1988) - Etude sédimentologique, minéralogique, micropaléontologique et stratigraphique du Berriasien - Valanginien du Jura Central. Thèse Uni. Neuchâtel.
- ALIMEN, H. (1976) - Alternance pluvial-aride et érosion-sédimentation au Sahara Nord Occidentale. Rev. Geogr. Phys. et Géol. Dynam. 18, pp. 301-311.
- ALM, G. (1915) - Monographie der Schwedischen Süßwasser-Ostracoden nebst systematischen Besprechungen der Tribus Podocopa. Zoologiska Bidrag fran Uppsala, 4, pp. 1-247.
- AMMANN, B. (1982) - Säkulare Seespiegelschwankungen: wo, wie, wann, warum? Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern N.F. 39, pp. 97-106.
- BALLOUCHE, A. (1986) - Paléoenvironnements de l'Homme fossile holocène au Maroc. Apports de la palynologie. Thèse 3ème cycle, 84, Univ. Bordeaux I, 134 p.
- BARKER, P. A., ROBERTS, N., LAMB, H.F., VAN DER KAARS, S. & BENKADDOUR, A. (1994) - Interpretation of holocene lake level change from diatom assemblages in Lake Sidi Ali, Middle Atlas, Morocco. Jour. Paleolimnology, 12, pp. 223-234.
- BARRY, R.G. (1969) - Evaporation and transpiration. In: R.J. Chorley (ed), Water, Earth and Man, Methuen, London, pp. 169-184.
- BATE R.H., ROBINSON E. & SHEPPARD L.M. ( ) - Fossil and recent Ostracodes
- BECK, C. (1987) - Etude des composés humiques et essais de caractérisation de la matière organique dans les sédiments récents (post-glaciaires) du Lac de Neuchâtel. Thèse, Univ. Neuchâtel.
- BEN TIBA, B. & REILLE, M. (1982) - Recherches pollenanalytiques dans les montagnes de Kroumiri (Tunisie). Premiers résultats. Ecologia Mediterranea, 8, 75 p.
- BENZAQUEN, M. (1963) - La bordure septentrionale de l'Atlas de Beni-Mellal. Contribution à l'étude géologique de la région d'El-Ksiba. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, t. 22, n° 170, pp. 45-80.
- BERNARD, J. & REILLE, M. (1987) - Nouvelles analyses polliniques dans l'Atlas de Marrakech, Maroc. Pollens Spores, XXIX (2/3), pp. 225-239.
- BERNASCONI R. (1983) - Géologie du Haut Atlas de Rich (Maroc). Thèse Uni. Neuchâtel.
- BOND, G., HEINRICH, H., BROECKER, W., LABEYRIE, L., McMANUS, J., ANDREWS, J., HUON, S., JANTSCHIK, R., CLASEN, S., SIMET, C., TEDESCO, K., KLAS, M., BONANI, G. & IVY, S. (1992) - Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period Nature Vol. 360, pp. 245-249.
- BRADY, G. S. & NORMAN, A. M. (1896) - A monograph of the marine and freshwater Ostracoda of the North Atlantic and of North-Western Europe. Transactions of Royal Dublin Society of Science, 5, pp. 621-784.
- BRASS, G. W. (1976) - The variations of the marine  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio during Phanerozoic time: Interpretation using a flux model. Geochim. Cosmochim. Acta 40, 721 p.
- BRECHBULER Y.A. (1984) - Etude structurale et géologique du Haut Atlas calcaire entre le Jbel Ayachi et Rich (Maroc). Thèse Uni. Neuchâtel.
- BRINDLEY, G.W. & BROWN, G. (1980) - Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society, London.

- BROUGHTON, P. L. (1972) - Monohydrocalcite in speleotherms: an alternative interpretation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 36, pp. 171-174.
- BRUN, A. (1989) - Microflores et paléovégétations en Afrique du Nord depuis 30'000 ans. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), V(I), pp. 25-33.
- CARBONEL, P. & PEYPOUQUET, J. P. (1979) - Les ostracodes des séries du Bassin de l'Omo. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, 25, pp. 167-199.
- CARBONEL, P., COLIN, J.-P., DANIELOPOL, D. L., LÖFFLER, H. & NEUSTRUEVA, I. (1988) - Paleocology of limnic ostracodes: a review of some major topics. *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleocology*, 62, pp. 413-461.
- CHAVE, K.E. (1954) - Aspects of the biochemistry of Mg. Calcareous marine organisms *Jour. Geol.* 62, pp. 266-283.
- CHIVAS, A.R., DE DECKKER, P. & SHELLEY, J.M. (1983) - Magnesium, strontium and barium partitioning in nonmarine ostracode shells and their use in palaeoenvironmental reconstructions-a preliminary study. In: R.F. Maddocks (ed), *Applications of ostracoda*. Univ. Houston, Geosci. Dep., pp. 238-249.
- CHIVAS, A.R., DE DECKKER, P. & SHELLEY, J.M. (1985) - Strontium content of ostracods indicate lacustrine palaeosalinity. *Nature* 316, pp. 251-253.
- CHIVAS, A.R., DE DECKKER, P. & SHELLEY, J.M. (1986) - Magnesium and strontium in non-marine ostracod shells as indicators of palaeosalinity and palaeotemperature. *Hydrobiologia* 143, pp. 135-142.
- CHIVAS, A.R., DE DECKKER, P. & SHELLEY, J.M. (1986) - Magnesium content of non-marine ostracod shells: a new palaeosalinometer and palaeothermometer. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 54, pp. 43-61.
- CHUBERT G. (1956) - Carte géologique au 1/200 000, feuille Rich et Boudnib. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*. n°81.
- CHUBERT, G. & FAURE-MURET, A. (1960-1962) - Evolution du Domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. *Livre mémoire P. Fallot. Mém. h. sér. Soc. géol. Fr.*, 1, pp. 447-527.
- CLEMENT, A. & MADÉ, B. (1989) - DISSOL, EVAPOR et EQUIL. Trois modèles de simulation sur ordinateur des interactions entre les eaux naturelles et les minéraux, à températures constante. *Notes techniques de l'Institut de Géologie, Strasbourg*, 118 p.
- CLEMENT, A. (1992) - KINDIS: Un logiciel de simulation thermodynamique et cinétique des interactions solution-minéraux à température donnée (0-300°C). *Notes techniques de l'Institut de Géologie de Strasbourg*, n°21, 74 p.
- COMBE, M. (1987) - Ressources en eau du Maroc. Tome 3: Domaine Atlasique et Sud-Atlasique. *Notes et mémoires du service géologique*, N° 231.
- CRAIG, H. (1957) - Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12, pp. 133-149.
- CRAIG, H., GORDON, L.I. & HORIBE, Y. (1963) - Isotopic exchange effects in the evaporation of water: 1. Low temperature results. *J. Geophys. Res.*, 68, pp. 5079-5087
- CRAIG, H. & GORDON, L.I. (1965) - Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere. In: E. Tongiorgi (ed), *Stable Isotopes in Oceanographic studies and paleotemperatures*. *Cons. Naz. Rich. Lab. Geol. Nucl.*, Pisa, pp. 9-130.
- CRAIG, H. (1965) - The measurement of oxygen isotope palaeotemperatures. *Cons. Naz. Rich. Lab. Geol. Nucl.*, Pisa, pp. 9-130.
- CRAMEZ, C. & KÜBLER, B. (1968) - Reconnaissance du métaorphisme dans les terrains sédimentaires des Aiguilles Rouges, inédit.

- CURTIS, J.H. & HODELL, D.A (1993) - An Isotopic and Trace Element Study of Ostracods from Lake Miragoane, Haiti: A 10,500 year Record of Paleosalinity and Paleotemperature Changes in the Caribbean. In: Climate Change in Continental Isotopic Records. Geophysical Monograph 78, pp. 135-152.
- DANIELOPOL, D. L. (1971) - Quelques remarques sur le peuplement ostracodologique des eaux douces souterraines d'Europe. Bull. Centre Rech. Pau - SNPA Vol. 5, pp. 179-190, Colloque sur la Paléocéologie des Ostracodes, Ed: H. J. Oertli.
- DANSGAARD, W. (1964) - Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16, pp. 436-468.
- DE BOER, R.D. (1977) - Influence of seed crystals on the precipitation of calcite and aragonite. Am. J. Sci., 177, pp. 38-61.
- DE DECKKER, P. (1981) - Ostracods of athalassic saline lakes. Hydrobiologia 81, pp. 131-144.
- DE DECKKER, P. (1982) - Australian aquatic habitats and biota: their suitability for palaeolimnological investigations. Transactions of the Royal Society of South Australia, 106, pp. 145-153.
- DE DECKKER, P. & FORESTER, R.M. (1988) - The use of ostracods to reconstruct continental palaeoenvironmental records. In: DE Deckker, P.; Colin, J.-P. & Peypouquet, J.-P. (eds): Ostracoda in the Earth Sciences. pp. 175-200.
- DELORME, L. D. (1969) - Ostracodes as Quaternary paleoecological indicators. Can. J. Earth Sciences 6, pp. 1421-1426.
- DELORME, D. L. (1971) - Paleoecological determinations using Pleistocene freshwater ostracodes. Bull. Centre Rech. Pau - SNPA, 5 supplement, pp. 341-347.
- DELORME et al. (1978) - Distribution of freshwater ostracods in Lake Erie. J. Great Lakes Res., 4, pp. 216-220.
- DELORME, L. D. & ZOLTAI, S. C. (1984) - Distribution of an arctic ostracod fauna in space and time. Quaternary Research 21, pp. 65-73.
- DELORME, L. D. (1987) - Determining Holocene paleoclimate using proxy data derived from ostracodes found in sediment cores of the Canadian prairie. XII INQUA Congress, Abstracts, 155 p., Ottawa.
- DELORME, L. D., ZOLTAI, S. C. & KALAS, L. L. (1978) - Freshwater shelled invertebrate indicators of paleoclimate in northwestern Canada during late glacial times. Can. J. Earth Sci., 14, pp. 2029-2046.
- DELORME, L. D. (1991) - Ostracoda. Ecology and Classification of North American Freshwater Invertebrates, pp. 691-722.
- DELVIGNE, J. (1965) - L'altération des basaltes du Kivu méridional (Congo belge). Mém. Lic. Géol. Min. Uni. Cath. Louvain.
- DUPLESSY, J. C., LABEYRIE, L., ARNOLD, M., PATERNE, M., DUPRAT, J. & VAN WEERING, T.C.E. (1992) - Changes in surface salinity of the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. Nature, Vol 358, pp. 485-487.
- DROST, J.B., BHATTACHARYA, H. & SUNDERMAN, J.A. (1962) - Clay mineral alteration in some Indiana soils. Clays and clay minerals (9th Nat. Conf. 1960). pp. 329-343.
- DU DRESNAY, R. (1975) - Influence de l'héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine sur la sédimentation jurassique, dans le sillon du Haut Atlas, Maroc. 9ème Congrès intern. Sédiment. Nice, 1975, Thème 4, Tectonique et sédimentation, tome 1, pp. 103-108.
- DURAND, A. & LANG, J. (1986) - Approche critique des méthodes de reconstitution paléoclimatique: le Sahel nigéro-tchadien depuis 40'000 ans. Bull. Soc. géol. Fr., (8), II, pp. 267-278.

- DUTOUR, A. & MUSKOVSKY, J.C. (1991): Radiochronologie et signification paléoclimatique des dépôts du Pléistocène supérieur du piémont nord du Haut-Atlas de Marrakech (Maroc). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 313, Série II, pp. 1327-1333.
- EARDLEY, A.J. (1938) - Sediments of the Great Salt Lake, Utah. Bull. Am. Ass. Petroleum Geol. 22, pp. 1359-1387.
- EICHER, U. & SIEGENTHALER, U. (1976) - Palynological and oxygen isotope investigations on Late-Glacial sediment cores from Swiss lakes. Boreas, 5, pp. 160-170.
- EL HAMOUTI, N., LAMB, H., FONTES, J.C. & GASSE, F. (1991) - Changements hydroclimatiques abruptes dans le Moyen Atlas Marocain depuis le dernier maximum glaciaire. C.R. Acad. Sci. Paris, 313, Série 2, pp. 259-265.
- EMRICH, K., EHHALT, D.H. & VOGEL, J.C. (1970) - Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. Earth Planet. Sci. Lett. 8, pp. 363-371.
- ENGSTROM, D. R. & WRIGHT, H. E. Jr. (1984) - Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change. In: Lake sediments and environmental history. Ed: E. Y. Haworth & J. W. G. Lund, pp. 11-67.
- ENGSTRÖME, D.R., & NELSON, S.R. (1991) - Paleosalinity from trace metals in fossil ostracodes compared with observational records at Devils Lake, North Dakota, USA. Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecology, 83, pp. 295-312.
- EPSTEIN, S. & MAYADA, T. (1953) - Variations in  $^{18}\text{O}$  content of waters from natural sources. Geochim. Cosmochim. Acta, 27, pp. 213-224.
- FABRE, J. & PETIT-MAIRE, N. (1988) - Holocene climatic evolution from two palaeolakes near Taoudenni, Mali ( $22^{\circ}$ - $23^{\circ}\text{N}$ ). Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecology, 65, pp. 133-148.
- FADILE A. (1987) - Structure et évolution alpine du Haut-Atlas central sur la transversale Aghbala-Imilchil. Maroc. Thèse Uni. Toulouse.
- FERRERO, J. (1965) - Dosage des principaux minéraux des roches par diffraction de Rayon X. Rapport C.F.P. (Bordeaux), inédit.
- FLOHN, H. (1983) - Actual palaeoclimatic problems from a climatologist's viewpoint. In: A Ghazi (Ed.). Paleoclimatic Research and Models, D. Reidel, Dordrecht, pp. 17-33.
- FLOWER, R. & FOSTER, D.L. (1992) - Climatic implication of recent changes in lake level at Lac Azigza, Morocco. Bull. Soc. Geol. France, Tome 163, N°1, pp. 91-96.
- FOLK, R.L. (1974) - The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. Jour. Sediment. Petrol., 44, pp. 40-53.
- FONTES, J.Ch. & GONFIANTINI, R. (1967) - Comportement isotopique au cours de l'évaporation de deux bassins sahariens. Earth Planet. Sci. Lett., 3, pp. 258-266.
- FONTES, J.Ch; & GARNIER, J.M (1979) - Determination of the initial  $^{14}\text{C}$  activity of the Total Dissolved Carbon : A review of the existing Models and New Approach. Water Resources Research, Vol. 15, n°2, pp. 399-413.
- FONTES, J.Ch., GASSE, F., CALLOT, Y., PLAZIAT, J-C., CARBONEL, P., DUPEUBLE, P.A. & KACZMARSKA, I (1985) - Freshwater to marine-like environments from Holocene lakes in Northern Sahara. Nature Vol. 317, 608 p.
- FONTES, J.Ch. & GASSE, F. (1991) - PALHYDAF (Paleohydrology in Africa) Program: Objectives, Methodes, Major results. Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecology, 84, pp. 191-215.
- FRITZ, B. (1976) - Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales Thèse Uni Strasbourg.

- FRITZ, B. (1981) - Etude thermodynamique et modélisation des réactions hydrothermales et diagénétiques Thèse Uni Strasbourg.
- GAILLARD, M.J. (1985) - Postglacial palaeoclimatic changes in Scandinavia and central Europe. A tentative correlation based on studies of lake level fluctuations. *Ecologia Mediterranea* t. XI (fascicule1).
- GASSE, F., ROGNON, P. & STREET, A. (1980) - Quaternary History of the Afar and Ethiopian Rift Lakes. In: *The Sahara and the Nile*, M. A. J. Williams and H. Faure (Eds.) Balkema, pp. 361-400.
- GASSE, F., TEHET, R., DURAND, A., GILBERT, E. & FONTES, J. C. (1990) - The arid-humid transition in the Sahara and the Sahel during the last deglaciation. *Nature* Vol. 346, pp. 141-146.
- GAT, J.R. & LEVY, Y. (1978) - Isotope hydrology of inland sabkhas in the Bardwil area, Sinai. *Limnology and Oceanography*, 123, pp. 841-850.
- GAT, J.R. (1980) - The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation. In: P. Fritz and J.C. Fontes (eds), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 1, pp. 21-43.
- GOLDSMITH, J.R., GRAF, D.L. & HEARD, H.C. (1961) - Lattice constants of the calcium-magnesium carbonates. *Am. Mineralogist* 46, pp. 453-457.
- GOY-EGGENBERGER, D. & KÜBLER, B. (1990) - Résultats préliminaires d'un essai de zonéographie métamorphique à travers les formations calcaires de la Nappe de Morcles. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 70, pp. 83-88.
- GRAF, D.L. (1960) - Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. *Illinois State Geol. Survey Circ.*, 297, 298, 301, 308, 309.
- GRIMM, E. C. (1987) - CONISS: a FORTRAN 77 Program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences*, 13, pp. 13-35.
- GROOTS, M. P. (1993) - Interpreting Continental Oxygen Isotope Records Climate Change in Continental Isotopic Records. *Geophysical Monograph* 78, American Geophysical Union.
- HAAS, H. & HAYNES, C.V. (1980) - Discussion of radiocarbon dates from the western Desert. In: F. Wendorf & R. Schild (eds), *Prehistory of the eastern Sahara*. Academic Press. London. pp. 373-378.
- HAILWOOD, E. A. & MITCHELL, J. G. (1971) - Paleomagnetic and radiometric dating results from jurassic intrusions in South Morocco. *J. R. astr. soc.*, 24, pp. 351-364.
- HÄKANSSON, S. (1985) - A Review of various factors influencing the stable carbon isotope ratio of organic lake sediments by the change from glacial to post-glacial environmental conditions. *Quaternary Science Reviews*, 4, pp. 135-146.
- HARTMANN, G. & PURI, H. S. (1974) - Summary of neontological and paleontological classification of ostracoda. *Mitteilungen aus dem Hamburgischen Zoologischen Museum und Institut* 70, pp. 7-73.
- HENDERSON, P.A. (1990) - Fresh-water Ostracoda : Keys and notes for the identification of the species.
- HILLER, D. (1972) - Untersuchungen zur Biologie und zur Ökologie limnischer Ostracoden aus der Umgebung von Hamburg. *Arch. Hydrobiol. Suppl.* 40 (4), pp. 400-497.
- HOLMES, A. J. (1992) - Nonmarine ostracods as Quaternary paleoenvironmental indicators. *Progress in Physical Geography* 16, 4, pp. 405-431.
- HOOGHMSTRA, H., STALLING, H., AGWU, C.O.C. & DUPONT, L. (1992) - Vegetational and climatic changes at the northern fringe of the Sahara 25000-5000 years B.P. evidence from 4 marine pollen records located between Portugal and the Canary Islands. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 74, pp. 1-53.
- HOOGHMSTRA, H. (1988) - Palynological records from northwest African marine sediments: a general outline of the interpretation of the pollen signal. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* 318, 431-449.

- HOOGHIEMSTRA, H., BECHLER, A. & BEUG, H.J. (1987) - Isopollen maps for 18 000 years B.P. of the Atlantic offshore of North-West Africa: evidence for paleowind circulation. *Paleoceanography*, 2 (6), pp. 361-582.
- HULL, H. & TURNBULL, A.G. (1973) - A thermochemical study of monohydrocalcite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37 pp. 685-695.
- HUNTLEY, B. & BIRKS, H.J.B. (1983) - An atlas of past and present pollen maps for Europe: 0-13,000 years ago. Cambridge University Press, Cambridge.
- HUNTLEY, B. & PRENTICE, I.C. (1993) - Vegetation and climates of Europe. In: H.E.Jr. Wright, J.E. Kutzbach, T. Webb, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott & P.J. Bartlein (eds). *Global Climates since the Last deglaciation Maximum*. University of Minnesota Press. Minneapolis. pp. 136-167.
- HUTCHINSON, G. E. & LÖFFLER, H. (1956) - The thermal classification of lakes. *Proceedings National Academy of Sciences*, 42, pp. 84-86.
- HUTCHINSON, G.E. (1957) - A treatise on Limnology. III J. Wiley (ed). London. p. 1015.
- JALUT, G., MONSERRAT, J., FONTGNE, M., DELIBRIAS, G., VILAPLANAS, J.M. & JULIÀ, R. (1992) - Glacial to interglacial vegetation changes in the northern and southern Pyrenées: deglaciation, vegetation cover and chronology. *Quaternary Science Reviews*, 11, pp. 449-480.
- JANTSCHIK, R. (1991) - Mineralogische und geochemische Untersuchungen spätquartärer Tiefsee-sedimente aus dem Westeuropäischen Becken (bei 47°30'N und 19°30'W). Thèse Uni. Neuchâtel.
- JANTSCHIK, R., NYFFELER, F. & DONARD, O. F. X. (1992) - Marine particle size measurement with a stream-scanning laser system. *Marine Geology*, 106, pp. 239-250.
- JARVIS, I. & JARVIS, K.E. (1992) - Plasma Spectrometry in the earth sciences : techniques applications and future trends. *Chemical Geology* 95, pp. 1-33
- JCPDS - Joint Committee on Powder Diffraction Standards.
- JONES, B.F. & BOWSER, C.J. (1978) - The mineralogy and related chemistry of lake sediments. In: *Lakes, Chemistry, Geology, Physics*. A Lerman (ed), New York.
- KELTS, K. (1978) - Geological and sedimentary evolution of Lakes Zürich and Zug, Switzerland. Thesis ETH-Zurich.
- KELTS, K. & HSÜ, K.J. (1978) - Freshwater carbonate sedimentation. In: A. Lerman (ed.) *Lakes chemistry, geology and physics*, New York. Springer, pp. 295-324.
- KELTS, K., BRIEGEL, U., GHIRALDI, K. & HSU, K. (1986) - The limnogeology - ETH coring system. *Schweiz. Z. Hydrol.* 48/1.
- KEMPF, E. K. & SCHARF, B. (1980) - Lebende und fossile Muschelkrebs (Crustacea, Ostracoda) vom Laachersee. *Mitt. Pollichia* 68, pp. 205-236.
- KERSCHNER, H. (1980) - Outlines of the climate during the Egesen Advance (Younger Dryas, 11'000-10'000 BP) in the Central Alps of the Western Tyrol, Austria. *Z. Gletscherkunde Glazialgeol.*, 16 (2), pp. 229-240.
- KINSMANN, D. J. J. (1969) - Interpretation of Sr<sup>2+</sup> concentration in carbonate minerals and rocks. *Jour. Sediment. Petrol.*, 39, pp. 486-508.
- KITANO, Y. & KAWASAKI, N. (1958) - Behavior of strontium ion in the process of calcium carbonate separation from bicarbonate solution. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.* 6, pp. 63-74.
- KONTROVITZ, M., SLAKES, J.M. & YOUHON, Z. (1991) - On the use of some phosphates in the preparation of ostracod shells. *Jour. of Micropaleontology*, 10 (2), pp. 121-126.

- KRUMBEIN, W.E. (1975) - Biogenic monohydrocalcite spherules in lake sediments of Lake Kivu (Africa) and the Solar Lake (Sinai). *Sedimentology*, 22, pp. 631-635.
- KÜBLER, B. (1962) - Etude de l'Oehningien (Tortonien) du Locle. Thèse Université Neuchâtel.
- KÜBLER, B. (1964) - Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. Pétrole*, 10, pp. 1093-1113.
- KÜBLER, B. (1967) - La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. In: Schaer, J.P. (ed). *Colloque sur les étages tectoniques, à la Baconnière, Neuchâtel*. pp. 105-122.
- KÜBLER, B., BETRIX, M.A., & FAUGEL, PH. (1979) - Répartition de quelques éléments dans les sédiments de surface du Lac de Neuchâtel, modèle sédimentologique et géochimique. *Bull. Soc. Neuch. Sci. Nat.*, t 102.
- KÜBLER, B. (1984) - Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse. Température et calorimétrie. In: *Thermométrie et barométrie géologiques*. M. Lagache (ed), Société Française de Minéralogie et de Cristallographie, Vol 2, Chap.14, pp. 489-596.
- KÜBLER, B. (1987) - Cristallinité de l'illite. Méthodes normalisées de préparation. Méthode de mesure et Méthode automatique normalisée de mesure. *Cahiers de l'Institut de Géologie de Neuchâtel*.
- KÜBLER, B. (1993) - Diagenèse: transformation des argiles et transformation de la matière organique. Coll. "Sédimentologie et Géochimie de la surface" à la mémoire de Georges Millot.
- KÜCHLER-KRISCHUN, J. & KLEINER, J. (1990) - Heterogeneously nucluated calcite precipitation in Lake Constance. A short time resolution study. *Aquatic Science* 52/2. pp. 177-197.
- KUTZBACH, J.E. & OTTOT-BLEISNER, BL. (1982) - The sensitivity of the africain-asian monsoonal climate to orbital parameter changes for 9000 years B.P. in low-resolution general circulation model. *Jour. Atmos. Sci.* 39, pp. 1177-1188.
- KUTZBACH, J.E. & STREET-PERROTT, F.A. (1985) - Milankovitch forcing in the level of tropical lakes. *Nature* Vol. 317, 130 p.
- LAMB, H., EICHER, U. & SWITSUR, V.R. (1989) - An 18.000-year record of vegetation, lake level and climatic change from Tigalmamine, Middle Atlas, Morocco. *Journal of Biogeography* 16, pp. 65-74.
- LAMB, H.F., DAMBLON, F. & MAXTED, R.W. (1991) - Human impact on the vegetation of the Middle Atlas, Morocco, during the last 5000 years. *Journal of Biogeography*, 18, pp. 519-532.
- LAMB, H.F., DUIGAN, C.A., GEE, J.H.R., KELTS, K., LISTER, G., MAXTED, R.W., MERZOUK, A., NIESSEN, F., TAHRI, M., WHITTINGTON, R.J. & ZEROUAL, E. (1994) - Lacustrine sedimentation in a high altitude, semi-arid environment : the palaeolimnological record of Lake Isli, High Atlas, Morocco. In *Effects of environmental Change in Drylands* eds A.C. Millington & K. Pye. John Wiley and sons
- LAMB, H.F., GASSE, F., BENKADDOUR, A., EL HAMOUTI, N, VAN DER KAARS, S., PERKINS, W.T., PEARCE, N.J. & ROBERTS, C.N. (1995) - Relation between century-scale Holocene arid intervals in tropical and temperate zones. *Nature*, Vol. 373, pp. 134-137.
- LAMBERT, A. & HSÜ, K.J. (1979) - Non-annual cycles of varve-like sedimentation in Walensee, Switzerland. *Sedimentology* 26, pp. 453-461.
- LAST, W.M. (1990) - Lacustrine Dolomite- An overview of modern Holocene and Pleistocene occurrences. *Earth Sciences Reviews*, 27, pp. 221-263.
- LAVILLE, E. (1975-1980) - Tectonique et microtectonique d'une partie du versant Sud du Haut-Atlas marocain (Boutonnière de Skoura, nappe de Toundout). Thèse Spéc. U.S.T.L Montpellier, Notes Serv. géol. Maroc, t. 41, n°285, pp. 81-183.
- LAVILLE, E. (1978) - Incidence des jeux successifs d'un accident synsédimentaire sur les structures plicatives du versant nord du Haut-Atlas central. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XX, n° 3, pp. 329-337.

- LAVILLE, E. (1985) - Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut-Atlas (Maroc): Modèle en relais de décrochements. Thèse Sc. Nat. Univ. Montpellier, 166 p.
- LAVILLE, E., LESAGE, J. L. & SEGURET, M. (1977) - Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut-Atlas marocain. Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes. Bull. Soc. géol. Fr. (7), t. XIX, n°3, pp. 527-539.
- LEZINE, A.M., & CASANOVA, J. (1991) - Correlated oceanic and continental records demonstrate past climate and hydrology of North Africa. *Géologie* 19, pp. 307-310.
- LIPPMANN, F. (1960) - Versuche zur Aufklärung der Bildungsbedingungen von Calcit und Aragonit. *Fortschr. Mineral.* 38, pp. 156-161.
- LIPPMANN, F. (1973) - *Sedimentary Carbonate Minerals*. Ed. Springer-Verlag, New York.
- LISTER, G.S. (1988) - Stable isotopes from lacustrine ostracoda as tracers for continental palaeoenvironments. In: DE Deckker, P., Colin, J.-P. & Peypouquet, J.-P. (eds): *Ostracoda in the Earth Sciences*. pp. 201-218.
- LISTER, G., KELTS, K., KE ZAO, C., YU, J.Q & NIESSEN, F. (1991) - Lake Qinghai, China: closed-basin lake levels and the oxygen isotope record for ostracoda since latest Pleistocene. *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecology*, 84, pp. 141-162.
- LIVINGSTONE, D.A. (1963) - Chemical composition of rivers and lakes. In : *Data of geochemistry*. U.S. Geol. surv. Profess. Papers 440-G.
- LöffLER, H. (1961) - Beiträge zur Kenntnis der Iranischen Binnengewässer II. *Int. Revue ges. Hydrobiol.* 46 (3), pp. 309-406.
- LUSTED, S.T. (1986) - Late Quaternary Fresh-water Ostracoda, Morocco. An ecostratigraphical Interpretation. Thesis Master Sci. University of Wales, Aberystwyth.
- MACKERETH, F. J. H. (1966) - Some chemical observation of post-glacial lake sediments. *Phil. Trans. R. Soc. B.* 250, pp. 165-213.
- MADDOCKS, R. F. (1982) - Ostracoda. In: L. G. Abele, Editor. *The biology of Crustacea*, Vol. 1: systematics, the fossil record, and biogeography. Academic Press, New York, pp. 221-239.
- MADE, B. (1991) - Modélisation thermodynamique et cinétique des réactions géochimiques dans les interactions eau-roche. Thèse Uni. Strasbourg.
- MAGNY, M. (1992) - Holocene lake-level fluctuations in Jura and the northern subalpine ranges, France: regional pattern and climate implications. *Boreas*, 21, pp. 319-334.
- MARRET, F. & TURON, J.L. (1994) - Paleohydrology and paleoclimatology of Northwest Africa during the last glacial-interglacial transition and the Holocene : Palynological evidences. *Marine Geology* 118. pp 107-117.
- MATTAUER, M., TAPPONNIER, P. & PROUST, F. (1977) - Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bull. Soc. géol. Fr. (7)*, n°19, pp. 512-526.
- MCKENZIE, J.A. (1982) - Carbon-13 cycle in Lake Greifen: A model for restricted ocean basins, in *Nature and Origin of Cretaceous Carbon-rich Facies*. S.O. Schanger S.O. & M.B. Cita (eds). Academic Press, pp. 197-207.
- MCKENZIE, J.A. (1985) - Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment. In: *Chemical Processes in Lakes*. J. Stumm(ed). pp. 99-118.
- MEGARD, R. D. (1968) - Planktonic photosynthesis and the environment of calcite carbonate deposition in Lakes. *Interim. Repl. 2. Limnol. Res. Center. U. Minn.*
- MICHARD A. (1976) - *Eléments de géologie marocaine* Serv. géol. Maroc. Notes Mém. 252, 422 p.

- MILLOT, G. (1964) - Géologie des Argiles. Masson et Cie (ed), Paris. 499 p.
- MINDER, L. (1926) - Über biogene Entkalkung im Zürichsee. Verh. Int. Verein. Limnol. 1, pp. 20-23.
- MONAGHAN, P.H. & LYTLE, M.L. (1956) - The origin of calcareous oolites. Jour. Sed. Petr. 26, pp. 111-118.
- MONBARON, M. (1980) - Le magmatisme basique de la région de Tagalft, dans son contexte géologique régional (Haut-Atlas central, Maroc). C.R. Acad. Sci. Paris, 290, pp. 1337-1340.
- MOORE, D.M. & REYNOLDS, R.C.JR. (1989) - X-ray Diffraction and the identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford. New York. Oxford University Press.
- MOORE, R. C. (1961) - Treatise on invertebrate paleontology. Part Q: Arthropoda 3, Crustacea, Ostracoda. Ed: R. C. Moore, Geological Society of America. University of Kansas Press, Lawrence, 442 p.
- MORGAN, N. C. (1982) - An ecological survey of standing waters in northwest Africa III: Site descriptions for Morocco. Biological Conservation, 24, pp. 161-182.
- MURRAY, J.W. (1954) - The deposition of calcite and aragonite in caves. J. Geol. 62, pp. 481-492.
- MUZZOLINI, A. (1986) - L'intensité des «Humides» holocènes sahariens : Estimations maximalistes et estimations modérées. In : Archéologie africaine et Sciences de la nature appliquées à l'archéologie A.C.T.T.-C.N.R.S.-C.R.I.A.A. pp. 53-69.
- NEUMANN, K. (1989) - Holocene vegetation of the eastern Sahara. African Archaeol. Rev., 7, pp. 97-116
- NICHOLSON, S.E. (1980) - Saharan climates in historic times. In the Sahara and the Nile. M.A.J. Williams and H. Faure (eds), Balkema, pp. 173-200.
- NIESSEN, F., LISTER, G. & GIOVANOLI, F. (in prep.) - Dust transport and palaeoclimate during the Oldest Dryas in central Europe- Implications from varves (Lake Constance). Climate Dynamics.
- NIESSEN, F., WICK, L. BONANI, G., CHONDROGIANNI, C. & SIEGENTHALER, C. (1992) - Aquatic system response to climatic and human change: productivity, bottom water oxygen status and sapropel formation in Lake Lugano over the last 10'000 years. Aquatic Sciences. 54, 3/4, pp. 257-276.
- NIKLAUS, TH.R., BONANI, G., SIMONIUS, M. SUTER, M. & WÖLFLI, W. (1992) - Programm CalibETH Radiocarbon, Vol 34.
- OINUMA, K., SHIMODA, S. & SUDO, T. (1972) - Triangular diagrams for surveying chemical composition of chlorites. J. of the Tokyo University. General education. Tokyo 15, pp. 1-33.
- OTSUKI, A. & WETZEL, R. G. (1974) - Calcium and total alkalinity budgets and calcium carbonate precipitation of a small hard water lake. Arch. Hydrobiol., 73, pp. 14-30.
- PACHUR, H.J., KRÖPELIN, S., GOSHIN, M. & ALTMANN, N. (1990) - Late Quaternary fluvio-lacustrine environments of western Nubia Berliner geowiss. Abh. (A), 120.
- PAQUET, H. (1970) - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées. Mémoires du Service de la carte Géologique d'Alsace et de Lorraine. N°30.
- PAULISSEN, E. & VERMEERSCH, P.M. (1987) - Earth, Man and Climate in the Egyptian Nile valley during the Peistocene. In: A.E. Close (ed), Prehistory of Arid North Africa. - SMU Press, Dallas, pp. 29-69.
- PENNINGTON, W., HAWORTH, E.Y., BONNY, A.P. & LISHMAN, J.P.. (1972) - Lake sediments in northern Scotland. Phil. Trans. R. Soc. B. 264, pp. 191-294.
- PERSOZ, F. (1969) - Fidélité de l'analyse quantitative des poudres des roches par diffraction X. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA 3, 2.

- PETIT-MAIRE, N., CASTA, L., DELIBRIAS, G. & GAVEN, C. (1980) - Preliminary data on Quaternary paleolacustrine deposits in the Wadi Shati, Lybia. In: M.J. Salem, M.T. Busrewill (Eds). *The Geology of Libya*, 3. - Academic Press, London (GB), pp. 797-807.
- PETIT-MAIRE, N. (1992) - Environnements et climats de la ceinture tropicale nord-africaine depuis 140'000 ans. *Mém. Soc. géol. France*, n° 160, pp. 27-34.
- PETIT-MAIRE, N., SANLAVILLE, P. & YAN, Z. (1995) - Oscillations de la limite nord du domaine des moussons africaine, indienne, et asiatique, au cours du dernier cycle climatique. *Bull. Soc. géol. France*, t. 166, n°2, pp. 213-220.
- POCHON, M. (1978) - Origine et évolution des sols du Haut-Jura suisse. Phénomènes d'altération des roches calcaires sous climat tempéré humide. *Mémoires de la Société Helvétique des Sciences Naturelles*, Vol. XC.
- PONS, A., DE BEAULIEU, J.L., GUIOT, J. & REILLE, M. (1987) - The Younger Dryas in southwestern Europe: an abrupt climatic change as evidenced from pollen records. In: *Abrupt Climate Change*, W.H. Berger and I.D. Labeyrie (eds). pp. 195-208. Reidel, Dordrecht.
- PONS, A. & REILLE, M. (1988) - The Holocene- and Upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): a new study. *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecology*, 66, pp. 243-263.
- PORTNER, C. (1951) - La formation du sédiment calcaire du Lac de Neuchâtel. Etude chimico-physique. Thèse Univ. Neuchâtel.
- REILLE, M. (1976) - Analyse pollinique de sédiments postglaciaires dans le Moyen Atlas et le Haut Atlas Marocains : Premiers résultats. *Ecol. Mediterranea*, 2, pp. 153-170.
- REY, J.-Ph. & KÜBLER, B. (1983) - Identification des micas des séries sédimentaires par diffraction X à partir de la série harmonique (00L) des préparations orientées. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 63, pp. 13-36.
- REYNOLDS, R.C.JR. (1980) - Interstratified clay minerals. In: Bridley, G.W. & Brown, G. (eds), *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*. Monograph N°5, Mineralogical Society, London. pp. 249-303.
- ROBERTS, N., TAIEB, M., BARKER, PH., DAMNATI, B., ICOLE, M. & WILLIAMSON, D. (1993) - Timing of the Younger Dryas event in East Africa from lake-level changes. *Nature*, vol. 366, pp. 146-148.
- ROGNON, P. (1987) - Aridification and abrupt climatic events on the Saharan Northern and Southern margins 20.000y B.P. to present. In W.H. Berger & L.D. Labeyrie (eds), *Abrupt Climatic Change*, PP. 209-220. By D. Reidel Publishing Company.
- ROLLI, M. (1990) - Dosage semi-quantitatif sur SCINTAG™, Programme Basic™ sur MacIntosh SE. Cahier de l'Institut de Géologie (IGUN) , Série A.X. N° 20, 41 p., 1 Disquette.
- ROLLI, M. & RUCH, P. (1994) - Concentrazione di Stronzio nei sedimenti lacustri: anomalia nei laghi svizzeri. *Il Quaternario, Atti convegno AIQUA Genova 29-30.06.93*. Napoli.
- ROLLI, M. (in prep.) - Thèse, Univ. Neuchâtel.
- ROSSIGNOL-STRICK, M. & DUZER, D. (1979) - Late Quaternary pollen and dinoflagellate cysts in marine cores off West Africa. *Meteor. Forschungsgebn. Reihe C*, 30, pp. 1-14.
- ROSSIGNOL-STRICK, M., NESTEROFF, W., OLIVE, P. & VERGNAUD-GRAZZINI, C. (1982) - After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel formations. *Nature* Vol. 295, pp. 105-110.
- RUMLEY, G. & ADATTE, T. (1983) - Méthode rapide de séparation des fractions <2 et 2-16 microns pour analyse par diffraction X . Cahier de l'Institut de Géologie (IGUN), Série A.G. N° 5
- SAPOZHNIKOV, D.G. & ISVETKOV, A.J. (1959) - Precipitation of hydrous calcium carbonate on the bottom of Lake Issyk-Kull. *Dokl. Acad. Nauk. SSSR*, 124, pp. 402-405.

- SCHAER, J. P. & PERSOZ, F. (1976) - Aspects structuraux et pétrographiques du Haut Atlas calcaire de Midelt (Maroc). Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. XVIII, n° 5, pp. 1239-1250.
- SCHOELLER, H. (1956) - Géochimie des eaux souterraines. Application aux eaux des gisements de Pétrole. Extrait de la Revue et l'Institut Français du Pétrole et annales des combustibles liquides.
- SCHWALB, A. (1992) - Die Sedimente des Lac de Neuchâtel (Schweiz): Rekonstruktion spät- und postglazialer Klima- und Umweltveränderungen. Thèse Institut de Géologie. Université de Neuchâtel.
- SERET, G., DRICOT, E. & WANSARD, G. (1990) - Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. Nature, vol 346, pp. 453-456.
- SERVANT, M. & SERVANT, S. (1970) - Les formations lacustres et les diatomées du Quaternaire récent du fond de la cuvette tchadienne. Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., 12, 1, pp. 63-76.
- SIEGENTHALER, U. & EICHER, U. (1986) - Stable oxygen and carbon isotope analyses. Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. Ed. B.E. Berglund. J. Wiley and sons Ltd.
- SINGER, A. (1984) - The paleoclimatic Interpretation of Clay Minerals in Sediments - a Review. Earth Sciences Reviews, 21, pp. 251-293.
- SKINNER, B.J., ERD, R.C. & GRIMALDI, F.S. (1964) - Greigite, the thio-spinel of Iron, a new mineral. The American Mineralogist, vol. 49, pp. 543-555.
- STABEL, A.H. (1986) - Calcite precipitation in Lake Constance: Chemical equilibrium, sedimentation and nucleation by algae. Limnology and Oceanography 31, pp. 1081-1093.
- STOFFERS, P. & FISCHBECK, R. (1974) - Monohydrocalcite in the sediments of Lake Kivu (East Africa). Sedimentology, 21. pp. 163-170.
- STOFFERS, P. (1975) - Sedimentpetrographische, geochemische und paläoklimatische Untersuchungen an Ostafrikanischen Seen. Habilitationsschrift, Uni Heidelberg, 118 p.
- STREET, F.A., & GROVE, A.T. (1979) - Global maps of lake-level fluctuations since 30'000 yr B.P. Quaternary Research 12, pp. 83-118.
- STREET, F.A. (1980) - The relative importance of climate and hydrogeological factors influencing lake-level fluctuations. Paleocol. Afr., 12, pp. 137-158.
- STREET-PERROTT, F.A. & ALAN PERROTT, R. (1990) - Abrupt climate fluctuation in the tropics : the influence of atlantic ocean circulation. Nature Vol. 343, pp. 607-611.
- STUDER, M. (1980) - Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfite-Tirrhist (Haut-Atlas central, Maroc). Thèse, Univ. Neuchâtel.
- STUDER, M.A. (1987) - Tectonique et petrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfit-Tirrhist (Haut Atlas Central mésozoïque, Maroc). Notes Serv. géol. Maroc. t. 43 n°321. pp. 65-197.
- STUIVER, M. (1970) - Oxygen and carbon isotope ratios of freshwater carbonates as climatic indicators. J. Geophys. Res., 75, pp. 5257-5257.
- STUMM, W. & STUMM-ZOLLINGER, E. (1968) - Chemische Prozesse in natürlichen Gewässern. Chimia 22, pp. 325-337.
- STUMM, W. & MORGAN, J. (1970) - Aquatic chemistry. Wiley interscience, New York, NY. 563p.
- SZABO, B.J., HUGH, W.P., HAYNES, C.V., SCHABER, G.G., BREED, C.S. & McCAULEY, J.F. (1989) - Uranium-series dated authigenic carbonates and Acheulian sites in southern Egypt. Science, 243, pp. 1053-1056.

- TAHRI, M. (1991) - Cartographie des sols et de leur érosion dans les bassins versants des lacs d'Imilchil. Mémoire de troisième cycle de l'Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II.
- TARDY, Y. (1969) - Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse uni. Strasbourg.
- TARUTANI, T., CLAYTON, R.N. & MAYEDA, T.K. (1969) - The effects of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, pp. 987-996.
- TAYLOR, G.F. (1975) - The occurrence of Monohydrocalcite in two small lakes in the south-east of South Australia. *American Mineralogist*, Vol 60, pp. 690-697.
- TERADA, J. (1953) - Crystal structure of the Ba, Sr and Ca triple carbonate. *J. Phys. Soc. Japan* 8, pp. 158-164.
- TURPEN, J.B. & ANGEL, R.W. (1971) - Aspects of molting and classification in the heterocypris. *Biological Bulletin*, 170, pp. 331-338.
- USSKILAT, F. (1975) - Untersuchungen am Oligohalinikum der Schlei. II. Über die Ostracoden - gemeinschaften des Haddebyer und Selker Noores. *Kieler Meeresforsch.* 31 (2), pp. 151-178.
- VOIGHT, B., GABRIEL, B. LASSONCZKY, K. & GHOD, M. (1990) - Quaternary events at the Horn of Africa. *Berl. geowiss. Abh.*, 120, pp. 679-694.
- VON ARAKEL, A. & HONGJUN, T. (1994) - Seasonal evaporite sedimentation in Desert playa lakes of the Karinga Creek drainage system: central Australia. In: *Sedimentology and Geochemistry of Modern and ancient saline lakes*, Robin W. Renaut & William M. Last, pub. n° 50, pp. 91-100.
- WETZEL, R.G. (1975) - *Limnology* In: W.B. Saunders Co., Philadelphia.
- WHITE, F. (1983) - *The vegetation of Africa*. Unesco Editions, Paris, 356 p.
- WISHMEIER, W. H. & SMITH, D. D. (1962) - Rainfall erosion. *Advances in agronomy*, 14, pp. 109-148.