

Nouvelles observations sur un massif de sel gemme

dans la Cordillera de la Sal,
désert d'Atacama,
nord du Chili

Jean SESIANO¹

Ms. reçu le 26 juin 2008, accepté le 5 janvier 2009

■ Abstract

New observations on a salt massif in the Cordillera de la Sal, Atacama desert, northern Chile.- Observations carried out over the last 10 years on a salt massif west of the Salar de Atacama in northern Chile have led to a better understanding of its genesis. The observations support the interpretation the salt body is a folded structure and not a salt diapir. Its surface hydrology and that of the underground water circulation have been established through detailed surface mapping of the ca. 2 km² salt outcrop. A model explaining this endorheic hydrologic regime is proposed. Most salt dissolution is thought to have occurred in the Early Holocene.

Keywords: Chile, Atacama, Cordillera de la Sal, halite, salt karst

■ Resumen

Nuevas observaciones en un macizo de halita en la Cordillera de la Sal, desierto de Atacama, norte de Chile.- Observaciones sobre un periodo de 10 años (1996) a (2006) en un macizo de halita en la Cordillera de la Sal en el desierto de Atacama, norte de Chile, permiten una mejor comprensión de su génesis. Las observaciones apoyan la interpretación del macizo salino como una estructura plegada, y no como un diapiro. Por otra parte, a través de un estudio cartográfico detallado de del área aflorante de aproximadamente 2 km², puede establecerse el régimen hidrológico superficial y la circulación de las aguas subterráneas. Se propone un modelo que explica el flujo de las aguas de esta área endorréica. Se propone que la disolución de la sal tuvo principalmente lugar en el Holoceno basal.

Palabras clave: Chile, Atacama, Cordillera de la Sal, halita, karst salífero

■ Résumé

Des observations s'étendant sur une dizaine d'années ont été effectuées sur un massif de sel gemme (halite) dans le désert d'Atacama, au nord du Chili. Elles permettent une meilleure compréhension de sa genèse. Les observations appuient l'interprétation du massif salin comme une structure plissée, et non comme un diapir. D'autre part, grâce à un levé cartographique détaillé de cette structure d'environ 2 km², son hydrologie de surface, ainsi que celle des circulations souterraines qui s'y sont développées peuvent être établies. Un modèle est proposé qui explique le devenir de l'eau de cette structure endoréique et la dissolution du sel est interprétée comme datant de l'Holocène basal.

Mots clefs: Chili, Atacama, Cordillera de la Sal, halite, karst salifère

¹ Département de Minéralogie, Université de Genève, 13 rue des Maraîchers, CH-1205 Genève, Suisse

Introduction

Des études ont été entreprises depuis un peu plus de 10 ans sur la partie septentrionale de la Cordillera de la Sal, région hyperaride au nord du Chili (Sesiano 2006, 1997). Cette région de l'Atacama, au nord du Chili, est un site remarquable du point de vue de la géologie et de la climatologie à cause de différents facteurs qui seront exposés ci-dessous.

La zone décrite se présente sous la forme d'un massif de sel dont la genèse peut être étudiée en tenant compte des particularités géographiques, climatiques et géologiques de la région. Ce travail a permis l'étude de la formation d'un karst salifère dans l'environnement climatique extrême du désert d'Atacama. Le but de cette recherche est de présenter une interprétation de la genèse du massif de sel étudié et d'essayer de comprendre quand la dissolution du sel a pu se produire.

Cadre géographique

La zone retenue se trouve dans le nord du Chili, par 22° 58' S et 68° 20' W, à quelques dizaines de kilomètres au nord du Tropique du Capricorne, et à une altitude d'environ 2500 m, sur une étroite chaîne de montagnes, la Cordillera de la Sal (Fig. 1).

Une coupe W-E permet d'identifier les éléments suivants (Fig. 2):

Une étroite bande côtière dominée par le flanc abrupt de la Cordillère côtière, d'altitude moyenne d'environ 1500 m et culminant à 2700 m; son versant oriental, plus doux, descend vers la Dépression centrale, d'une centaine de kilomètres de large et à l'altitude moyenne 1500 m où se trouve le Désert d'Atacama. Sa bordure orientale est formée par la Précordillère, ou Cordillère de Domeyko, qui s'élève entre 3500 et 4500 m. Son versant est, assez raide, domine la dépression des Salars dans laquelle se dresse l'étroite chaîne qui est l'objet de cette note, la Cordillera de la Sal (quelques kilomètres de largeur pour une longueur d'une centaine de kilomètres). Puis on rencontre le Salar d'Atacama à une altitude d'environ 2300 m. C'est une cuvette endoréique, donc sans exutoire. Enfin se trouve l'Altiplano, ou Puna, c'est-à-dire la Cordillère des Andes s.s., à une altitude moyenne de 3800 à 4000 m, mais dont certains volcans culminent ici à près de 6000 m. Plus au nord ou au sud du tropique, certaines des entités décrites ci-dessus peuvent manquer.

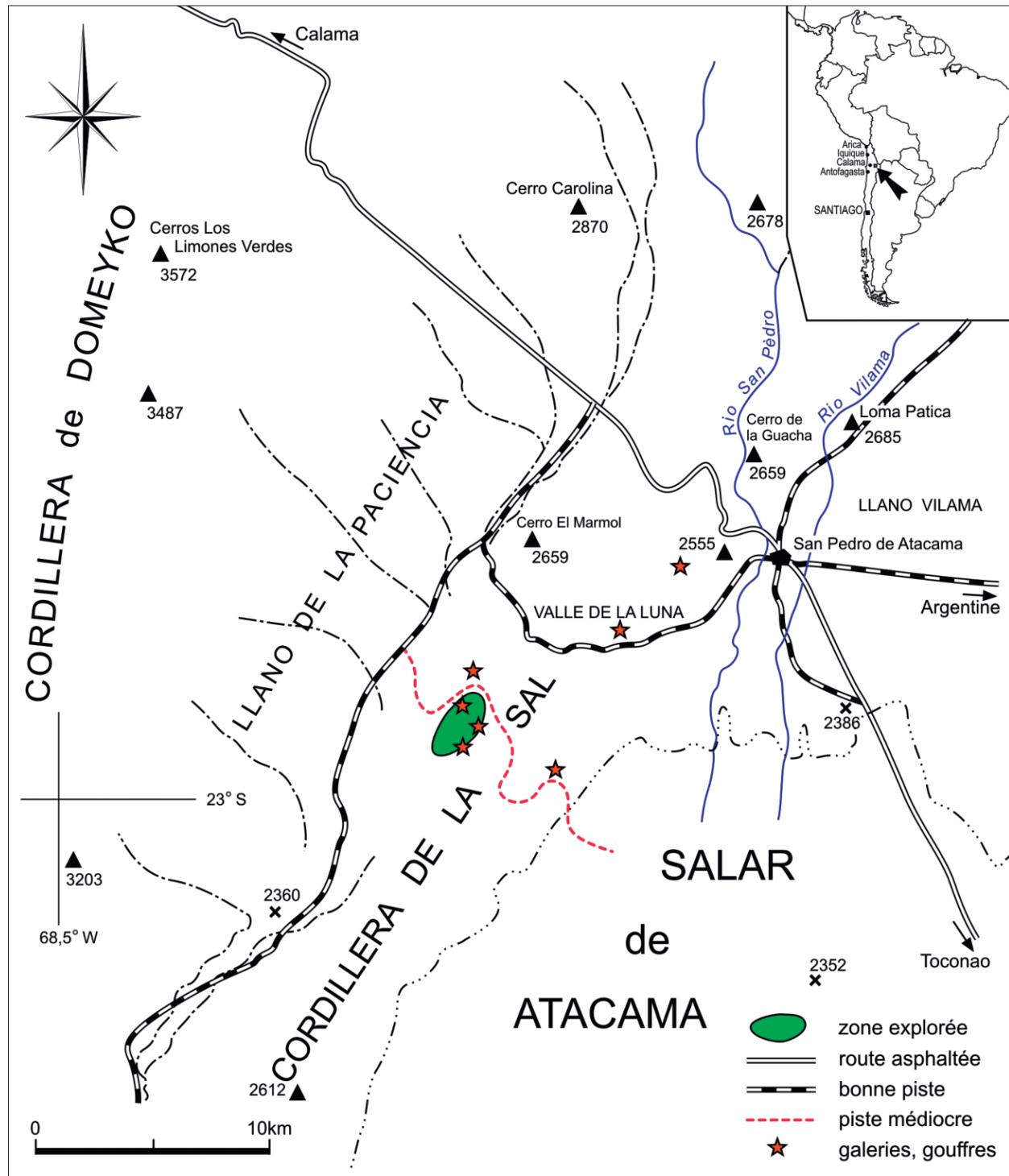
Cadre climatique

Le désert d'Atacama est probablement le plus aride du Globe. Des facteurs océanographiques (i), météorologiques (ii) et géographiques (iii) concourent à son existence:

(i) On note la présence le long des côtes occidentales de l'Amérique du Sud d'un courant froid et peu salé, le courant de Humboldt, qui est une branche remontant vers le nord du courant circumpolaire antarctique circulant d'ouest en est. Ce courant de Humboldt a une largeur de 100 kilomètres environ. Ses eaux froides bloquent l'entrée sur le continent de toute humidité issue du Pacifique et provoquent la formation de brouillards d'advection côtiers par inversion de température. Ce courant est presque permanent, mais il peut être perturbé par des événements irréguliers de type ENSO (El Niño Southern Oscillation). Il semble que cette situation ait perduré durant tout le Cénozoïque (Keller et al. 1997).

(ii) Dans la circulation générale de l'atmosphère, on relève sur le Globe la présence presque permanente de zones de hautes et de basses pressions. Des hautes pressions le long des tropiques, mais aussi sur les océans dont les eaux relativement fraîches sont le siège d'anticyclones, comme dans le Pacifique Sud. Des masses d'air subsidentes, issues des hautes pressions, devenant chaudes et sèches par compression, circulent le long du continent en direction du nord. La position de cet anticyclone est assez stable, mais elle oscille en latitude d'une dizaine de degrés selon un cycle annuel lié au mouvement de l'ITCZ (InterTropical Convergence Zone). L'ITCZ atteint ainsi sa position la plus australe de janvier à mars, repoussant d'autant vers le sud la circulation des vents d'ouest des latitudes moyennes, véhicules des fronts (Cerveny 1998). Durant un événement El Niño, l'anticyclone s'affaiblit, permettant à des eaux chaudes provenant des régions équatoriales de descendre du nord au sud le long de la côte sud-américaine, accompagnées d'abondantes précipitations sur les côtes d'Équateur, du Pérou et du Chili (Ruttlund et al. 1991).

(iii) Les tropiques sont jalonnés d'une ceinture de déserts, dont celui d'Atacama. La situation de ce dernier est exacerbée par les facteurs décrits ci-dessus et par la présence de trois chaînes de montagnes (Fig. 2): la Cordillère côtière, celle de Domeyko et celle des Andes, qui le protègent des précipitations (Houston et al. 2003), conduisant ainsi à une aridité absolue (hyperaridité) dans l'Atacama central. On y mesure en effet des valeurs de précipitations de 0 mm/an! La situation sur la côte n'est guère meilleure puisqu'on ne relève qu'environ 1 à 1,5 mm/an à Arica et Iquique, 3,1 mm/an à Antofagasta; mais 4,2 mm/an à Calama, ces valeurs étant des moyennes sur 24 ans (Clarke 2006; Houston 2006). Quant à San Pedro de Atacama, sur les bords du Salar éponyme, on a en moyenne 15 mm/an, tombant en général entre janvier et mars (MOP 2001).



Sur la Précordillère, on ne parle plus que d'aridité ou de semi-aridité, avec des valeurs de 200 mm/an à 4000 m. Cependant, sur les Andes, des masses d'air humide peuvent déborder de l'Amazonie péruvienne et bolivienne, ou du Chaco bolivien ou argentin, apportant durant l'été de 200 à 300 mm/an de précipitations. D'origine convective, elles participent pour 70% au total annuel, le reste étant d'origine frontale (pluies hivernales) (Houston 2006).

Ce dernier auteur pense que ces conditions d'hyperaridité ont dû commencer il y a 14-25 Ma, puis qu'elles se sont intensifiées il y a 10 Ma lorsque la surrection des Andes a atteint 2000 m, faisant obstacle à l'humidité issue de l'est. Pour Dunai *et al.* (2005), elles semblent établies depuis des dizaines de millions d'années, et peut-être même depuis le Trias (Clarke 2006). Elles pourraient être péjorées dans le futur avec le soulèvement continu de l'Altiplano (altitude

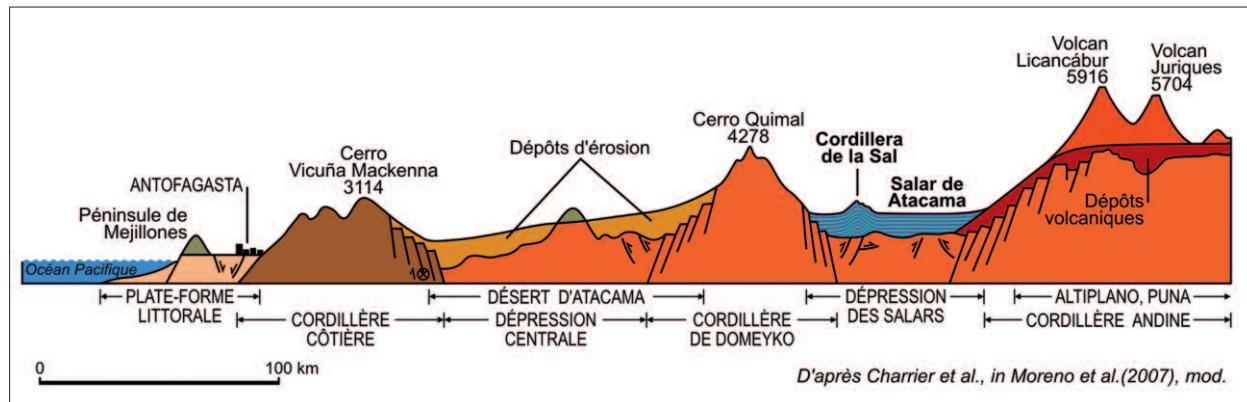


Fig. 2. Coupe ouest-est à la latitude du secteur étudié

actuelle de 3800 à 4000 m) qui semble avoir gagné de 2 à 3000 m durant les 10 derniers millions d'années (Gregory-Wodzicki 2002, 2000), selon des données paléobotaniques.

Cadre géologique

La région a été marquée par la présence d'un arc insulaire dont le déplacement s'est fait vers l'est dès le Mésozoïque.

Le socle régional se compose de roches métamorphiques et ignées paléozoïques. Elles affleurent sporadiquement sur le flanc oriental de la Cordillère de Domeyko, masquées souvent par des dépôts alluviaux de piémont allant du Miocène à l'Actuel, et dans les Andes (Bahlburg et al. 1997; Niemeyer 1989). Ces roches sont interprétées comme des dépôts aériens ou sous-marins d'arc insulaire (Bahlburg et al. 1997). Dès la fin du Paléozoïque, au Permo-Carbonifère, avec la rencontre de la Laurasie et du Gondwana, on a formation d'un prisme d'accrétion en bord de mer et d'un bassin à l'est recueillant des turbidites et des matériaux volcano-clastiques de l'arc. Sur ceux-ci se déposeront en discordance au début du Mésozoïque des sédiments marins. A la suite de l'assemblage de la Pangée, on a déformation et soulèvement de la région. Un volcanisme permo-triassique émet de grandes quantités de magma (entre 21° et 44°S latitudes actuelles), suite à la déformation crustale créant horsts et grabens (extension) le long des zones de faiblesse des sutures protéro- et paléozoïques (Ramos 1994). Après rupture de la Pangée, du début du Jurassique jusqu'à l'Actuel, on entre dans le cycle andin avec reprise de la subduction et apparition d'un volcanisme local. D'abord le long de la Cordillère côtière avec un bassin d'arrière-arc dans lequel se déposeront, dans la zone étudiée, une succession de calcarénites, calcaires, argiles et turbidites, avec des intercalations de gypse, d'une épaisseur totale de 2600 m (Muñoz 1989). La géométrie des plaques Pacifique, Farallon

et Nazca et leur affrontement oblique (mais presque orthogonal actuellement), a mené à la formation de la faille d'Atacama, à décrochement dextre ou sénestre, selon le mouvement relatif des plaques. Cette faille est parallèle à la Cordillère côtière, et se poursuit sur son versant est sur 1000 kilomètres de longueur (Gonzalez et al. 2003).

Durant le Crétacé, l'activité magmatique se déplace vers l'est, dans la Dépression centrale, et le bassin d'Atacama reçoit des incursions marines à partir de l'est, par un fossé lié à l'ouverture de l'Atlantique (Muñoz et al. 2002; Salfity et al. 1994). Dès la fin du Crétacé, on est en compression et la Cordillère de Domeyko se trouve en pleine surrection (Mpodozis et al. 2005). A la limite Mésozoïque-Cénozoïque, on observe dans la région étudiée un bassin rempli d'épais dépôts volcaniques et volcano-clastiques, ainsi que des conglomerats (Blanco et al. 2003). On relève des affleurements de cette époque sur le flanc est de la Cordillère de Domeyko; ils ont aussi été retrouvés sous le Salar d'Atacama, dans le forage pétrolier Toconao X1, à une profondeur d'environ 2500 m. Ces dépôts sont surmontés par des conglomerats, des marnes, des grès et des évaporites, avec des intercalations pyroclastiques. On a une épaisseur totale de sédiments à cet endroit de 9 km, du Crétacé à l'Actuel (Jordan et al. 2007).

A l'Oligocène apparaît la faille normale de Paciencia, à l'ouest de la plaine éponyme. Au Néogène, on a réactivation de la faille inverse et décrochante de Domeyko (convergence) avec formation et chevauchement du petit bassin du Llano de la Paciencia et plissement d'une séquence mio-pliocène de 2000 m d'épaisseur, la future Cordillera de la Sal, déjetée vers l'est (Jordan et al. 2007; Flint et al. 1993). Le Miocène-Pliocène voit la poursuite des déformations le long du Llano de la Paciencia et de la Cordillera de la Sal, et l'apparition de failles sous le Salar de Atacama, totalement masquées par les dépôts d'évaporites (Blanco et al. 2003; Jordan et al. 2002). Ces failles sont encore actives.

On peut relever que la succession de convergences et de divergences dans cette région est liée à la cinématique des plaques: à l'Oligocène, la convergence était lente, environ 8 cm/an, mais oblique, environ 50°E, d'où un décrochement dextre. Puis la vitesse des plaques a crû à 14 cm/an et l'angle a diminué à 10-20°, d'où une phase d'extension avec subsidence du Salar d'Atacama entre 25 et 10 Ma (Panant et al. 2004; Jordan et al. 2001). Finalement, la vitesse est revenue à 7 cm/an (valeur actuelle) à partir de 5 Ma, menant à la compression Pliocène (Somoza 2005). La tectonique actuelle est donc dominée par une Cordillère côtière et une Dépression centrale en extension, cette dernière affectée par un coulissement, la faille d'Atacama (Reutter et al. 1996), alors que la Cordillère de Domeyko, le bassin des Salars et les Andes sont en compression (Cembrano et al. In: Moreno and Gibbons 2007, 231-261).

Depuis plusieurs millions d'années, le bassin du Salar de Atacama s.l. (8000 km²) est donc le réceptacle endoréique de sédiments d'origines éolienne, fluviatile et chimique. Ces derniers, provenant des volcans andins (Spiro et al. 1996), sont surtout composés de chlorures de lithium et de potassium, ainsi que de borates, activement exploités dans la partie sud du Salar, dont la surface «en eau» atteint 3000 km². Au forage Toconao X1, l'épaisseur d'halite atteint 1 km, mais cette valeur croît jusqu'à 1800 m dans la partie NW du Salar, à cause du flUAGE du sel à partir du Llano de la Paciencia (Panant et al. 2004). L'âge de la base de ce dépôt peut être estimé entre 5 et 10 Ma, grâce à une corrélation avec des ignimbrites voisines (Jordan et al. 2002).

■ Variations climatiques

D'après Clarke (2006), les conditions climatiques de la région étudiée n'ont pas beaucoup varié depuis le début du Mésozoïque, puisque durant toute cette période, à intervalles irréguliers, on observe la présence d'évaporites. Mais leur puissance et fréquence augmentent durant le Tertiaire. Cela implique que les conditions requises pour l'aridité de cette région ont été réunies depuis 200 Ma, avec une hyperaridité débutant au Pliocène, mais interrompue par des périodes plus humides, probablement dues aux déplacements en latitude de la circulation atmosphérique (Clarke 2006). Cependant, il semble que durant le Quaternaire les fluctuations climatiques aient été plus intenses et plus fréquentes, surtout durant l'Holocène.

La présence du courant côtier, de l'anticyclone et des chaînes de montagnes semble être établie durant le Cénozoïque, même si ces dernières ont pris de l'ampleur, surtout les Andes (Hartley 2003). Cependant, en ce qui concerne les deux premiers facteurs, on observe des fluctuations liées aux varia-

tions des paramètres de l'orbite terrestre et, plus particulièrement au Quaternaire, de la précession (période d'environ 20 000 ans) qui influence par l'insolation davantage les tropiques que les hautes latitudes. La ceinture des vents permanents d'ouest des latitudes moyennes semble être plus au nord durant le maximum de la précession (cas du dernier maximum glaciaire, par exemple). Cela se traduit par plus de précipitations (Stuut et al. 2004), le front polaire montant plus au nord et le courant polaire circum-antarctique faisant de même; et vice-versa (Kaiser et al. 2005; Messerli et al. 1998). Ces données ont été obtenues à partir de carottages côtiers: en période sèche, les sédiments éoliens prévalent, alors qu'en période humide, ce sont les dépôts fluviatiles qui dominent. Entre 32 000 et 16 000 ans BP, le gradient thermique était plus marqué, d'où des vents zonaux et méridionaux plus forts, ce qui a mené à des remontées d'eau océanique (upwelling) plus intenses. Puis, durant la déglaciation, avec la descente vers le sud du système des vents d'ouest et du courant polaire antarctique, le courant de Humboldt s'affaiblit, la température océanique de surface croît, ce qui mène durant l'optimum climatique (de 17 000 à 9 000 ans BP) à de plus fortes humidité et température, et cela surtout entre 11 800 et 10 500 ans BP (Dryas récent), période la plus humide des derniers 22 000 ans (Betancourt et al. 2000). Ce sont justement les conditions qui règnent durant un épisode de La Niña, avec des alizés plus intenses et donc des précipitations estivales à partir de l'Amazonie (Betancourt et al. 2000). L'Atacama était donc plus humide. La période qui a suivi de 8 000 à 4 000 ans BP a été plus sèche, s'approchant de la situation actuelle (Nuñez et al. 2002), puis plus humide (Betancourt et al. 2000). Durant l'Holocène récent, on a eu intensification du phénomène El Niño, avec de forts épisodes pluvieux (McGlone et al. 1992).

■ Phénomènes karstiques dans des régions aux climats extrêmes

La présence de phénomènes karstiques dans des régions aux climats extrêmes, très froids et secs, ou chauds mais secs, commence à attirer l'attention, et les études se multiplient (Salomon et al. 2005; Cecioni 1982).

Les principaux affleurements de sel gemme sur le Globe sont peu nombreux, et on conçoit aisément qu'ils se cantonnent aux zones arides, telles l'Afrique du Nord (Algérie, Maroc), le Moyen-Orient (Israël, Iran), et le nord du Chili, dont il est question ici. En de nombreux autres endroits, le sel peut être proche de la surface, mais sa très forte solubilité (env. 350 g/l) l'a relégué sous une couverture protectrice généralement pluri-hectométrique.



Photo 1. Rebord occidental du synclinal. Le pendage s'y accentue. Argiles salées avec quelques ressauts plus riches en sel. Vue vers le nord avec, à gauche, la cordillère de Domeyko, et à droite, les Andes.

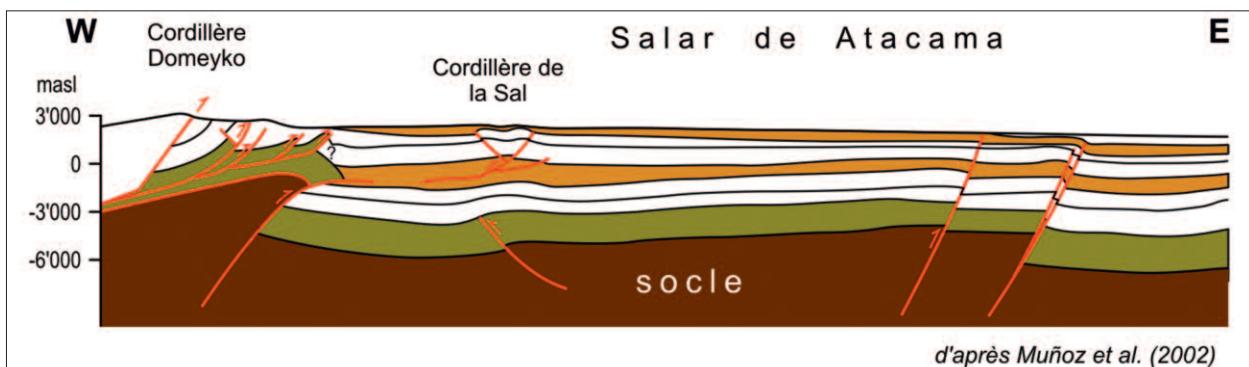
Néanmoins, dans les régions mentionnées ci-dessus, il y a des précipitations, certes faibles, mais elles existent. On pourrait donc penser que les affleurements finiront par disparaître après un temps plus ou moins long. Mais ce n'est pas le cas, car la pérennité en surface d'un minéral aussi soluble que le sel gemme peut être assurée par le diapirisme.

Il s'agit d'un déséquilibre gravitationnel, en ce sens que le sel gemme étant une roche relativement peu dense (densité de 2,2) et très plastique sous une surcharge de roches généralement plus denses, comme des argiles, marnes, grès, etc. (densité d'environ 2,5),

il finira par se déformer et fluer vers le haut. On aura ainsi une sorte de bulle, s'élevant à une vitesse pouvant atteindre 1 cm/an et de diamètre variable (Nicod 1992, 1993).

Si l'on a équilibre entre la vitesse d'extrusion et la dissolution due aux (rares) précipitations, on aura un affleurement permanent. Si cet état n'est pas atteint, un manque de pluie mènera à une apparition de sel en relief, suivie de son «écoulement» sur le terrain, un peu à la manière d'un glacier, mais à une vitesse plus faible. C'est ce qui se passe dans le cas de certains diapirs du sud de l'Iran (Sesiano 2004;

Fig. 3. Profil sismique à la latitude de la Cordillera de la Sal



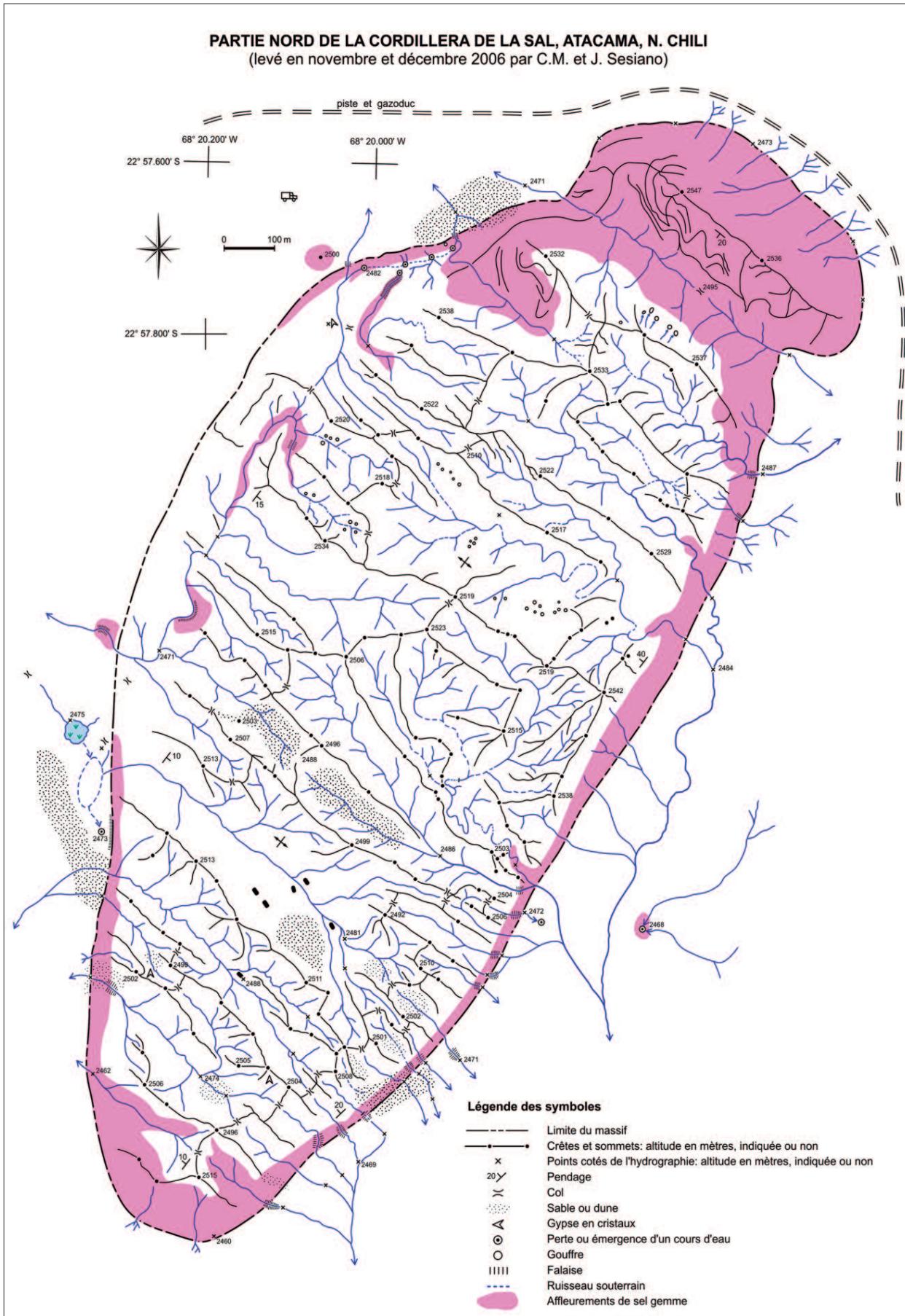


Fig. 4 Levé topographique et géologique de la zone étudiée

Kent 1979). Un excès de pluie conduira à une disparition du sel et à son retrait en surface sous une couverture de roches insolubles. Le cas de l'affleurement de sel de l'Atacama est quelque peu différent.

Résultats: Cordillera de la Sal

(i) Géomorphologie

De nombreuses observations ont été effectuées de 1996 à 2006, en hiver et en été. Au début, et en accord avec Dingman (1962), cette structure a été interprétée comme un diapir (Sesiano 1997). Néanmoins, suite à de nouvelles reconnaissances dans la région, ainsi que plus au sud dans la Cordillera de la Sal, cette interprétation a été modifiée (Sesiano 2006). Cette structure doit maintenant être considérée comme une chaîne plissée, dans laquelle couches d'halite, d'halite argileuse et d'argiles salées, plus ou moins gypsifères, alternent (photo 1). Cela confirme les conclusions de Jordan *et al.* (2007). Une expérience de dissolution en laboratoire sur les argiles salées a montré une teneur de 48% d'argile. Cette série évaporitique a pris naissance au sein d'une lagune où périodes d'apports d'eaux plus ou moins saumâtres et moments d'intense évaporation

se sont succédés, situation assez semblable à celle du Salar d'Atacama actuellement. La puissance de cette série dominée par l'halite atteint 1 km, avec de rares et minces couches clastiques de matériaux volcaniques, entre -480 et -620 m, données obtenues par de nombreuses lignes sismiques, et calibrées par le forage Toconao X1. La base de cette série a un âge de 5 à 10 Ma (Jordan *et al.* 2007). Quant au plissement et à la surrection de la Cordillera de la Sal, il faut les voir comme une conséquence du rapprochement des deux cordillères mentionnées plus haut, couplé à la subsidence du bassin du Salar, réceptacle des sédiments issus des cordillères (comm. orale, J. Ramirez, U. de Antofagasta, et coupe Fig. 3). Et si le sel est encore présent dans cette région à l'affleurement, c'est à cause de l'extrême pauvreté des précipitations. C'est donc un relief résiduel, relique du dernier optimum climatique humide, de vastes portions ayant déjà disparu, non remplacées par un hypothétique diapirisme. Même si l'on ne peut exclure ce phénomène en un ou deux points précis de la chaîne, à la Valle de la Luna par exemple, au voisinage de San Pedro de Atacama (Fig. 1), la très faible déformation des terrains ne plaide pas en sa faveur. En effet, dans le secteur d'environ 2,3 km² où ont été effectuées les observations présentées ici et qui est situé à quelque 3 km au sud de la Valle de la Luna, les couches sont



Photo 2. Plis disharmoniques dans l'halite du nord du massif. Devant, la première vallée transversale rencontrée à partir du nord.

horizontales, voire inclinées, le pendage ne dépassant pas 40°, mais toujours avec un parallélisme évident (à l'exception du nord du massif). On ne remarque pas les couches contournées et replissées, caractéristiques de l'halocinèse. D'autre part, une surcharge sédimentaire de 500 m de puissance au moins est nécessaire pour déclencher l'ascension de l'halite (comm. orale J. Martini), et cette valeur n'est atteinte que dans la partie nord de la Cordillera de la Sal et le Llano de la Paciencia (coupe Fig. 3). Un fluage y est donc possible et a été mis en évidence par les profils sismiques (Jordan et al. 2007).

Les observations les plus récentes effectuées au GPS dans l'ensemble du massif (plus de 300 points) ont permis de lever une carte topographique et géologique du massif, et d'en préciser l'hydrogéologie après la découverte de deux nouveaux réseaux souterrains (Fig. 4). Des traces d'écoulement dans les ruisseaux portés sur la carte sont indubitables: rides de courant fossilisées par du sable cimenté par le sel suite à l'évaporation, débris végétaux (apportés par le vent) accrochés au plafond de grottes basses sur le parcours de cours d'eau à éclipses, accumulation d'argile de décantation dans un lac de barrage par éboulement créé après 1996, etc.

Du point de vue structural, ce massif, à la forme ovoïde, se présente comme une cuvette aux bords re-

levés, cœur d'une structure synclinale, le point culminant se trouvant au nord et atteignant 2547 m. Elle est entourée sur 3 côtés par une plaine, à une altitude d'environ 2465 m, alors que vers l'ouest, elle est reliée à un pédoncule ruiniforme et peu élevé, constitué d'argiles salées principalement, et d'un peu de gypse et d'halite. Alors que les strates sont subhorizontales au centre de la cuvette, elles se redressent fortement à l'est et plus faiblement au nord et au sud. Quant au rebord occidental, il présente un pendage variant de quelques degrés à une dizaine. Pour en revenir à la partie septentrionale, là où l'halite affleure largement, on a des plis disharmoniques dus à la plasticité du sel (photo 2). On a même discordance à l'extrême NE, à l'endroit où la piste du gazoduc s'incurve vers le sud (voir Fig. 4).

Le massif est entaillé dans sa partie méridionale par des vallées larges et ensablées, à très faible déclivité, où ça et là se dressent des tours massives d'halite argileuse, de quelques mètres de hauteur et de largeur (carrés noirs de la Fig. 4 et photo 3). Ces vallées se raccordent à la plaine par une rupture de pente. Leur orientation est NW-SE. Cette direction est celle de la fracturation locale majeure, car on la retrouve dans la Cordillera de la Sal, plus au sud. Elle est soulignée par la direction des principaux écoulements. D'autre part, on observe partout dans le massif une fractura-



Photo 3. Une des vallées transversales envahie par le sable. Argiles salées à très faible pendage. Au fond, les Andes. Vue prise vers le SE.

tion secondaire, à orientation variable, affectant surtout les bancs compacts au travers desquels elle est bien visible.

Le relief est empâté par de l'argile, résidu de dissolution après le départ du sel (de l'illite, vu l'environnement de déposition). Très pulvérulente, cette carapace n'adhère guère à la roche sous-jacente (photo 4). Au delà d'un angle de 50°, on est en présence de falaises où la roche, halite, halite argileuse ou argile salée, est apparente. Cette couverture d'argile, d'une épaisseur jusqu'à 20 cm, peut être déstabilisée pour s'écouler alors en «avalanche» pulvérulente. A partir d'expériences conduites sur place, en aspergeant d'eau ces couches d'argile pour simuler une pluie, on constate qu'elles peuvent absorber une quantité d'eau notable avant de fluer sous forme de coulées de boue. D'où, en situation réelle, un seuil critique qui peut être atteint lors d'averses conséquentes. Mais, ce phénomène doit être exceptionnel, sinon le massif serait déjà «nettoyé»! Rappelons que l'on a en moyenne 15 mm/an à San Pedro, à une quinzaine de kilomètres au NE de la zone étudiée.

A la surface des argiles ou en leur sein, on observe la présence de minéraux secondaires, soit dispersés, soit concentrés en certains points du massif. C'est surtout vrai pour le gypse, porté sur la figure 4, en prismes souvent maclés en fer de lance. On a aussi

des nodules d'anhydrite, légèrement bleutés à la cassure, au maximum de la dimension d'un ballon de football. Une couche d'altération de quelques dixièmes de millimètres atteste de l'aridité des lieux. On note sur la plaine environnante des fragments d'opales, parfois teintés de vert (traces de cuivre), de quelques centimètres de diamètre, arrondis par l'érosion éolienne due au sable transporté par le vent. Ils sont accompagnés par de rares morceaux de jaspe et de calcédoine. On relève enfin la présence de nodules d'hydroxydes de fer (limonite), centimétriques.

L'érosion éolienne est importante. Le vent souffle continuellement, sa vitesse dépendant de l'heure de la journée. D'abord par un terme relativement constant puisqu'il s'agit de l'alizé, de direction S à SE, lié à la position de l'anticyclone du Pacifique Sud; puis par celui des vents à renversement journalier, du type brise de montagne – brise de vallée (la composante catabatique est prépondérante). Corollaire de cette agitation permanente, des accumulations de sable et des dunes se forment dans les zones abritées, ennoyant par endroit le relief (photo 3). Elles peuvent atteindre 5 à 10 m de hauteur, parfois plus, comme dans la Valle de la Luna ou ailleurs, lorsqu'elles s'adossent au relief. En ce qui concerne la présence d'halite massive, elle apparaît surtout aux deux extrémités du massif, ainsi que sur le versant est



Photo 4. Rebdor oriental du massif. Le véhicule se trouve dans le lit d'un cours d'eau à éclipses. Les deux personnes sur l'arête à droite du centre donnent l'échelle.

(photo 5). Sa puissance peut atteindre 60 m. Au centre du massif, dans le creux de la cuvette, ce minéral n'affleure pas, car il doit se trouver logiquement en profondeur. Dans la partie NW du secteur étudié, autour du point coté 2500 m, une petite exploitation était en activité il y a plusieurs dizaines d'années (photo 6). Du sel gemme a aussi été extrait sporadiquement à l'autre extrémité de la zone étudiée, ainsi que dans un affleurement, 7 km à l'ESE du massif décrit. Les cours d'eau s'échappant du massif ont entaillé l'halite juste avant de rejoindre la plaine. Dans la majorité des cas, on observe donc des gorges de raccordement, profondes de quelques mètres. Cela signifie que le niveau de base local et actuel n'existe que depuis un laps de temps relativement court, et qu'il a varié plusieurs fois. En effet, plus en amont, le profil en long, marqué par de petits ressauts, n'est pas continu, le profil d'équilibre n'est donc là aussi pas atteint.

(ii) Hydrologie et hydrogéologie

Trois ruisseaux majeurs drainent l'affleurement, un à l'ouest et deux à l'est (photo 4). Tous trois présentent de courtes parties souterraines, mais principalement les deux derniers. Ceux-ci ont des bassins d'alimentation plus vastes, à cause de plus forts gradients, d'où de nombreuses captures. En conséquence, l'aval des réseaux a pu être correctement reconnu, alors que l'amont, trop exigu à cause des débits plus faibles, l'a été de l'extérieur. Ils ont fait l'objet de présentations (Sesiano 2007, 2006, 1997). La tenue mécanique du sel gemme n'étant pas très élevée, on peut comprendre pourquoi la section des galeries reste modeste, quelques m² au plus. Ces ruisseaux sont à éclipses, car ils passent d'un tunnel à l'autre, les plus longues galeries n'ayant guère plus de 15 m, sauf pour l'un des réseaux décrit plus bas. On a souvent présence d'encoches de corrosion fossiles, étagées; elles attestent de l'enfoncement du réseau. On remarque dans les galeries des dépôts fluviatiles argilosableux et des sables éoliens. Le profil d'équilibre n'est pas encore atteint, car en plus du raccordement brutal à la plaine, on trouve des ressauts ici ou là, remontant le lit des cours d'eau par érosion régressive. Le plus important, atteignant 3 m, a été porté sur le réseau topographié en 2005 (Sesiano 2006). La destination de l'eau drainant le massif est intéressante. On pourrait voir la plaine environnante, cœur d'un anticlinal disparu par érosion et corrosion, comme une sebkha, se mettant en eau lors de chaque épisode pluvieux assez important. En fait, il vaudrait mieux parler de poljé. En effet, en trois endroits de la partie méridionale du massif (Fig. 4), l'eau disparaît dans des pertes (ponors), devenant vite impénétrables. Sur le levé topographique, on constate que ces pertes sont pratiquement alignées. Coïncidence, ou impor-

tante fracture de drainage en profondeur? Quoi qu'il en soit, la question de la destination de l'eau reste posée. Elle pourrait se diriger vers l'est et le Salar de Atacama, d'où elle remonterait par capillarité vers la surface pour participer à l'évaporation, accompagnée de la déposition des sels qu'elle contient. Mais lorsqu'elle s'engouffre sous terre, non saturée par suite de l'écoulement rapide de surface, elle a gardé un potentiel d'agressivité, donc de dissolution. Or, cette eau, même privée par décantation de sa charge solide à la sortie du massif, est encore turbide. A la longue, ces sédiments très fins, ne vont-ils pas combler le réseau souterrain? A moins que l'argile ne prenne la place du sel dissous sur le trajet...

Pour être complet, on peut encore mentionner un réseau souterrain de près de 300 m découvert à fin 2006. Son plan est donné ailleurs (Sesiano 2007). Il est situé dans le secteur où le sel a été exploité, donc là où il est le plus pur, transparent et sans argile, en couches subhorizontales. Il s'agit d'un ruisseau qui disparaît sous terre, puis au bout de 200 m, reçoit un affluent en rive droite avant de revoir deux fois brièvement le jour au fond de dolines de 6 m de profondeur, facilement accessibles. Puis il se cache à nouveau pour retrouver la lumière, 50 m plus loin (photo 7). Comme l'affluent principal est l'objet d'une capture en voie de finalisation peu avant sa disparition sous terre, son débit (occasionnel!) est en forte décroissance, et il est à craindre que la partie amont du réseau ne devienne fossile, submergée par le sable apporté par le vent. Seule resterait active la partie en aval de l'affluent. En de nombreux endroits de la galerie, on note la présence de chenaux de voûte. Ils attestent d'une corrosion du plafond qui s'est activée après un remplissage (éolien?) presque total de la galerie. Par la suite, le réseau a repris un régime vadose après décolmatage. En plus des concrétions de sel au plafond, stalactites et hélictites, l'attraction moléculaire pour celles-ci prenant le pas sur la gravité, on observe sur le sol une fine croûte de sel, continue, à l'endroit du ruisseau; elle atteste de l'évaporation de l'eau, après le tarissement. On peut aussi relever que cette cavité est le seul endroit du massif où de l'eau a été observée: sous forme d'une seule goutte à l'extrémité d'une stalactite!

Finalement, il vaut la peine de citer les formes karstiques de surface relevées, similaires à celles rencontrées en pays calcaire: des microlapiés et des lapiés, dont les cannelures ont jusqu'à 5 cm de profondeur, des gouffres cylindriques de plusieurs mètres de diamètre aux parois cannelées, parfois recoupés par le recul de la falaise, dans lesquels la stratification apparaît par corrosion différentielle, mais n'atteignant pas 10 m de creux (photo 8). Ils sont souvent aveugles (sable), mais s'ouvrent parfois sur un conduit souterrain (voir *supra*). Toutes ces formes sont présentes sur l'halite massive, mais pas sur les argiles salées. Les pentes de sel gemme montrent souvent des



Photo 5. Le massif d'halite vu de l'est avec la cordillère de Domeyko au fond. On distingue très bien les argiles salées (brumes) surmontant l'halite (grise). A sa base, la plaine, blanche d'efflorescences de sel, cœur de l'anticlinal disparu, et la piste du gazoduc. A droite du véhicule, les couches renversées de l'anticlinal.



Photo 6. Emplacement de l'ancienne exploitation de sel gemme. Le personnage en haut de l'halite massive (point coté 2500 m sur la Fig. 4) donne l'échelle.



Photo 7. L'émergence du plus long réseau se développant dans l'halite, au nord du massif. Elle est surmontée par des argiles salées. Le personnage donne l'échelle.



Photo 8. Un gouffre dans l'halite recoupé par le recul de la falaise. Cannelures et stratification sont évidentes.

formes en escaliers, aux marches constituées de colonnettes décimétriques, dont le chapeau est un résidu non-soluble (cf. «cheminées de fées»). On observe encore fréquemment de courtes vallées sèches, parsemées de minuscules pertes, attestant du passage d'un mode d'écoulement aérien à un mode souterrain. Et, concernant tout le massif, des remontées par capillarité d'eau salée, après un épisode pluvieux, qui se traduisent par un dépôt blanc sur les argiles, donnant un aspect givré au paysage.

| Discussion

La structure décrite ci-dessus peut être interprétée comme un synclinal en voie de démantèlement. Elle est bien délimitée sur trois côtés, qui présentent tous des pendages de 5 à 40°. En face, de l'autre côté de la plaine orientale (poljé), on observe des pendages plus forts. Ils attestent du flanc renversé d'un anticlinal déjeté vers l'est et chevauchant sur le Salar de Atacama (photo 5). Cela confirme les données sismiques de Jordan et al. (2002). La cordillère de Domeyko, le bassin du Salar et l'Altiplano sont donc dans cette région en phase de compression. Les structures anticlinales de part et d'autre de la zone étudiée, soumises auparavant à une extension impor-

tante et donc fracturées, ont subi une dissolution accrue et ont donc totalement disparu. Les plaines au nord, à l'est et au sud du massif décrit correspondent à des zones plus riches en sel gemme, donc de plus grande solubilité. Cela explique leur corrosion complète. Seule subsiste, dominant la perte orientale, une petite falaise d'halite pure, de 3 m de hauteur et d'une vingtaine de mètres de longueur, fissurée et déchiquetée à sa base par la corrosion. Et c'est dans ces fentes impénétrables que disparaît l'eau.

Plus au sud dans la Cordillera de la Sal, on remarque une tectonique un peu moins tourmentée que dans la zone étudiée, et donc moins attaquée par la corrosion. On y observe un anticlinal, dont le pendage du flanc occidental, le seul parcouru, est d'une quinzaine de degrés, et dont le sommet est à peu près plat sur plusieurs kilomètres de largeur. Il est entaillé de larges vallées de quelques décamètres de profondeur, parallèles à l'axe du pli, et dont le drainage se dirige vers la plaine après un coude de 90°, sans doute engendré par des fractures presque transverses au pli. On observe aussi des buttes-témoins, de petits avens et des dolines.

Quelques grandes fractures kilométriques recoupent la chaîne: leur direction est semblable à celle que l'on observe dans l'affleurement étudié, soit NW-SE. Le sel gemme, parfois très pur, apparaît sur le versant occidental, surmonté par plusieurs mètres d'argile salée, alors que la partie sommitale est plutôt recouverte d'argile, de gypse et de sable (photo 9). Elle est parsemée de plaquettes de quartz de 1 à 10 mm d'épaisseur, et de quelques centimètres de diamètre,

formant parfois des agrégats cimentés par de la silice. En somme, un milieu très semblable à celui observé dans la zone cartographiée, mais tectoniquement plus simple.

La région étudiée peut être interprétée comme ne représentant que l'héritage érosif et corrosif d'une période plus arrosée qu'actuellement, s'exerçant sur une zone aux déformations plus intenses (Kaiser et al. 2005; Messerli et al. 1998).

En effet, sur la côte sud du Pérou, très aride actuellement, on a relevé des traces de civilisations agricoles qui y prospéraient lors d'un dernier épisode humide, entre 5000 et 3800 ans BP (Perry et al. 2006). D'autre part, de nombreuses datations au C¹⁴ sur des sites de l'Atacama ont montré que de larges fluctuations climatiques l'ont affecté (Nuñez et al. 2002). Alors que des conditions arides y régnait à la fin du dernier maximum glaciaire, des conditions plus humides se sont imposées durant l'Alleröd, le Bölling et le Dryas récent, comme l'attestent les nombreux sites archéologiques laissés par des chasseurs. Une couverture herbacée recouvrait la région, de nombreux lacs étaient présents, tant autour du Salar que sur l'Altiplano (Messerli et al. 1998). Une péjoration du climat a débuté vers 9000 ans BP, s'étendant jusqu'à 4500 ans BP. La présence humaine se fait alors si discrète que l'on parle du «Silencio Archeologico», tandis qu'en Europe règne l'«Optimum climatique» de l'Holocène! (Nuñez et al. 2002). Par la suite, l'étreinte aride se desserrera un peu, et les conditions changeront peu jusqu'à l'époque actuelle. Il serait donc tentant de faire remonter la karstification ma-



Photo 9. Sur la Cordillera de la Sal, plus au sud. Affleurement de sel gemme avec efflorescences de sel. A droite du centre, les argiles salées brunes surmontent l'halite massive gris foncé. Le véhicule sur le Llano de la Paciencia donne l'échelle. A gauche, la cordillère de Domeyko. Vue vers le nord.

jeure de la zone étudiée à cette époque humide, et ce ne seraient plus que des retouches qui affecteraient le paysage dès lors. Dans des roches si solubles, cela peut sembler très surprenant d'avoir une karstification si ancienne, mais ce climat hyperaride actuel, ne l'est-il pas aussi?

Conclusions

Les observations géomorphologiques et stratigraphiques présentées ici confirment que la région étudiée se présente sous la forme d'un système plissé, asymétriquement déjeté vers l'est. Cela confirme les données sismiques de profondeur. Quant aux formes karstiques majeures, il est tentant d'y voir un héritage du Dryas récent (11 800 à 10 500 ans BP), puisque cette période a été la plus arrosée des 22 000 dernières années. On reconnaît pourtant dans le désert d'Atacama des surfaces d'érosion datant du Pliocène, donc bien plus anciennes, mais la stabilité tectonique et la qualité des roches qu'on y observe sont sans commune mesure avec la Cordillera de la Sal et ses évaporites.

Remerciements

Je remercie J. Metzger, dessinateur-géologue à la Section des Sciences de la Terre de l'Université, pour son aide dans l'élaboration des figures de cet article, tout particulièrement la Fig. 4, J. Martini, géologue, pour les intéressantes discussions que nous avons eues au sujet du secteur étudié, ainsi que le Professeur L. Fontbote, de l'Université de Genève, pour la relecture constructive de cet article. Merci aussi à Marc et Florence pour leur aide ponctuelle dans l'escalade de quelques pointes escarpées du massif de sel. Enfin, toute ma reconnaissance va à mon épouse Cheng-Mei pour son endurance dans cet environnement hostile: son aide a été déterminante dans le levé cartographique du massif et la topographie des cavités.

Bibliographie

- **BAHLBURG H, HERVÉ F.** 1997. Geodynamic evolution and tectono-stratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *GSA Bulletin*, 109: 869-884.
- **BETANCOURT JI, LATORRE C, RECH JA, QUADE J, RYLANDER KA.** 2000. A 22.000-year record of monsoonal precipitation from Northern Chile's Atacama Desert. *Science*, 289: 1542-1546.
- **BLANCO N, TOMLINSON A, MPODOZIS C, PEREZ DE ARCE C, MATHEWS S.** 2003. Formaciòn Calama, Eoceno, II Regiòn de Antofagasta (Chile): Estratigrafia e implicancias tectonicas. *Proceedings 10th Congreso Geològico Chileno, Concepcìon, Thematic Session 3*.
- **CECIONI G.** 1982. El fenomeno carstico en Chile. *Inform. Geogr. Chile*, 29, 57-79.
- **CERVENY RS.** 1998. Present climates of South America. In: J.E. Hobbs, J.A. Lindsey and H.A. Bridgman, Editors, *Climates of the Southern Continents: Present, Past and Future*. Wiley, New York (1998), pp. 107-134.
- **CLARKE JDA.** 2006. Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert, *Geomorphology* 73: 101-114.
- **DINGMAN RJ.** 1962. Tertiary salt domes near San Pedro de Atacama, Chile. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* No 450-D, 92-94.
- **DUNAI TJ, GONZÁLEZ LÓPEZ GA, AND JUEZ-LARRÉ J.** 2005. Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology*, 33: 321-324.
- **FLINT S, TURNER P, JOLLEY EJ, HARTLEY AJ.** 1993. Extensional tectonics in convergent margin basins: An example from the Salar de Atacama, Chilean Andes. *Geological Society of America Bulletin* 105: 603-617.
- **GONZALEZ G, CARRIZO D.** 2003. Segmentación, cinemática y cronología relativa de la deformación tardía de la Falla Salar del Carmen, Sistema de Fallas de Atacama, Cordillera de la Costa de Antofagasta. *Revista Geológica de Chile*, 30 (2): 223-244.
- **GREGORY-WODZICKI KM.** 2002. A late Miocene subtropical-dry flora from the northern Altiplano, Bolivia . *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*; 180 (4): 331-348.
- **GREGORY-WODZICKI KM.** 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *GSA Bulletin*, 112: 1091-1105.
- **HARTLEY AJ.** 2003. Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society of London*, 160: 7-10.
- **HOUSTON J.** 2006. Variability of precipitation in the Atacama Desert: its causes and hydrological impact. *International Journal of Climatology* 26: 2181-2197.
- **HOUSTON J, HARTLEY AJ.** 2003. The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *International Journal of Climatology* 23:1453-1464.
- **JORDAN TE, MPODOZIS C, MUÑOZ N, BLANCO N, PANANONT P, GARDEWEG M.** 2007. Cenozoic Subsurface Stratigraphy and Structure of the Salar de Atacama Basin, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 23: 122-146.

- **JORDAN TE, MUÑOZ N, HEIN M, LOWENSTEIN T, GODFREY L, YU J.** 2002. Active faulting and folding without topographic expression in an evaporite basin, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 114: 1406-1421.
- **JORDAN TE, BURNS WM, VEIGA R, PANGARO F, COPELAND P, KELLEY S, MPODOZIS C.** 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: a mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20: 308-324.
- **KAIER J, LAMY F, HEBBELN D.** 2005. A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (Ocean Drilling Programm Site 1233). *Paleoceanography*, 20, PA 4009.
- **KELLER G, ADATTE T, HOLLIS C, ORDOÑEZ M, ZAMBRANO I, JIMÉNEZ N, STINNESBECK W, ALEMAN A, HALE-ERLICH W.** 1997. High-latitude response to the K/T boundary event in Ecuador. *Marine Micropaleontology*, 31: 97-133.
- **KENT PE.** 1979. The emergent Hormuz salt plugs of southern Iran. *J. Petr. Geol.* 2: 117-144.
- **MCGLONE MS, KERSHAW PA, MARKGRAF V.** 1992. In: H.F. Diaz and V. Markgraf, Editors, *El Niño, Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*, Cambridge University Press, pp. 435-562.
- **MESSERLI B, AMMANN C, GEYH MA, GROSJEAN M, JENNY B, KAMMER K, VUILLE M.** 1998. The problem of the «Andean Dry Diagonal»: Current precipitation, late Pleistocene snow line, and lake level changes in the Atacama Altiplano (18°S - 28/29°S). *Bamberger Geographische Schriften* 15, 17-34.
- **MOP,** 2001. Manual de carreteras, 2. Procedimientos de estudios viales. Cap. 2400 Ingeniería Básica, Aspectos de Hidrología, Hidráulica y Transporte de Sedimentos.
- **MORENO T, GIBBONSW.** (Eds). 2007. *The Geology of Chile*. viii + 414 pp. London.
- **MPODOZIS C, ARRAGADA C, BASSO M, ROPERCH P, COBBOLD P, REICH M.** 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the Andes. *Tectonophysics*, 399: 125-154.
- **MUÑOZ N.** 1989. *Geología y estratigrafía de las Hojas Baquedano y Pampa Unión, II Región, Antofagasta, Chile*. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Muñoz N, CHARRIER R, JORDAN T. 2002. Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, 29: 55-80.
- **NICOD J.** 1992. Recherches nouvelles sur les karsts des gypses et des évaporites associées. *Karstologia*, 20: 1-10.
- **NICOD J.** 1993. Recherches nouvelles sur les karsts des gypses et des évaporites associées. *Karstologia*, 21: 15-30.
- **NIEMEYER H.** 1989. El Complejo ígneo-sedimentario del Cordón de Lila, Región de Antofagasta: significado tectónico. *Revista Geológica de Chile* 16: 163-181.
- **NÚÑEZ L, GROSJEAN M, CARTAJENA I.** 2002. Human Occupations and Climate Change in the Puna de Atacama, Chile. *Science*, 298: 821-824.
- **PANANONT P, MPODOZIS C, BLANCO N, JORDAN TE, BROWN LD.** 2004. Tectonic evolution of the Northwest Salar de Atacama Basin, Northern Chile. *Tectonics*, TC 6007.
- **PERRY L, SANDWEISS DH, PIPERNO DR, RADEMAKER K, MALPASS MA, UMIRE A, and de la VERA P.** 2006. Early maize agriculture and interzonal interaction in southern Peru. *Nature*, 440: 76-79.
- **RAMOS VA.** 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30-33°S latitude). In: Reutter K.J., Scheuber E. and Wigger P. (Editors). *Tectonics of the southern central Andes*. Springer, Berlin, 249-261.
- **REUTTER KJ, SCHEUBER E, CHONG G.** 1996. The Precordilleran fault system of Chuquicamata, Northern Chile: evidence for reversals along arc-parallel strike-slip faults. *Tectonophysics*, 259: 213-228.
- **RUTLAND J, FUENZALIDA H.** 1991. Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology* 11: 63-76.
- **SALFITY JA, MARQUILLAS RM.** 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group Basin, Argentina. In: Salfity, J.A. (Ed.), *Cretaceous Tectonics of the Andes*. Braunschweig/Wiesbaden, Earth Evolution Sciences, Friedr. Vieweg and Sohn, pp. 266-315.
- **SALOMON JN, PULINA M.** 2005. Les karsts des régions climatiques extrêmes. *Karstologia-Mémoires* No 14.
- **SESIANO J.** 1997. Des phénomènes karstiques dans une des régions les plus arides du Globe: le désert d'Atacama, au nord du Chili. *Archs. Sci. Genève*, 50: 87-94.
- **SESIANO J.** 2004. Les diapirs de sel, un phénomène géologique intéressant du sud de l'Iran. *Le Globe, Rev. Soc. Géogr. Genève*, 144: 139-144.
- **SESIANO J.** 2006. Evolution actuelle des phénomènes karstiques dans la Cordillera de la Sal (Atacama, nord du Chili). *Karstologia*, 47: 49-54.
- **SESIANO J.** 2007. Etude de deux grottes dans le sel au nord du Chili. *Actes du 12e Congrès national suisse de Spéléologie*, 121-128.
- **SOMOZA R.** 2005. Cenozoic convergence in western south America: subduction of the Nazca, Farallon, and Aluk plates. *6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, Barcelona, Extended Abstracts, 681-684.
- **SPIRO B, CHONG G.** 1996. Origin of sulfate in the Salar de Atacama and the Cordillera de la Sal, initial results of an isotopic study. In: *Géodynamique andine: résumé étendus=Andean geodynamics: extended abstracts*. Paris: ORSTOM, 1996, p. 703-705. (Colloques et Séminaires). ISAG 96: *Symposium International sur la Géodynamique Andine*, 3, Saint-Malo (FRA).
- **STUUT J, LAMY F.** 2004. Climate variability at the southern boundaries of the Namib (Southwestern Africa) and Atacama (northern Chile) coastal deserts during the last 120,000 yr. *Quaternary Research*, 62: 301-309.