



Caractérisation des facteurs de contrôle de la recharge et des écoulements souterrains à différentes échelles de temps en zone de piedmont aride et hyper-aride : exemple de l'aquifère de la Pampa del Tamarugal (Nord Chili)

Benoît Viguié

► To cite this version:

Benoît Viguié. Caractérisation des facteurs de contrôle de la recharge et des écoulements souterrains à différentes échelles de temps en zone de piedmont aride et hyper-aride : exemple de l'aquifère de la Pampa del Tamarugal (Nord Chili). Hydrologie. Université Montpellier, 2016. Français. NNT : 2016MONTT180 . tel-01689972

HAL Id: tel-01689972

<https://theses.hal.science/tel-01689972>

Submitted on 22 Jan 2018

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par **UNIVERSITE DE MONTPELLIER**

Préparée au sein de l'école doctorale GAIA
Et de l'unité de recherche HydroSciences Montpellier

Spécialité : **Sciences de la Terre et de l'Eau**

Présentée par **Benoît VIGUIER**

**Caractérisation des facteurs de contrôle de la
recharge et des écoulements souterrains à
différentes échelles de temps en zone de
piedmont aride et hyper-aride**

**Exemple de l'Aquifère de la Pampa del
Tamarugal (Nord Chili).**

Soutenue le 12 décembre 2016 devant le jury composé de

Roger Guerin, Professeur, METIS-UPMC, Paris,	Rapporteur
Sébastien Carretier, Directeur de recherche, GET-IRD, Toulouse,	Rapporteur
Yvan Rossier, Professeur associé, LTHE, Grenoble	Examineur
Christian Leduc, Directeur de recherche, G-Eau-IRD, Montpellier,	Examineur
Elisabeth Lictévout, Ingénieure, Universidad de Concepción	Invitée
Guillaume Favreau, Chargé de recherche, HSM-IRD, Montpellier	Invité
Hervé Jourde, Professeur, HSM-UM, Montpellier	Directeur de thèse
Véronique Leonardi, Maître de conférences, HSM-UM, Montpellier	Co-encadrante de thèse





THESE

de Doctorat de l'UNIVERSITE DE MONTPELLIER

Caractérisation des facteurs de contrôle de la recharge et des écoulements souterrains à différentes échelles de temps en zone de piedmont aride et hyper-aride. Exemple de l'aquifère de la Pampa del Tamarugal (Nord Chili).

Thèse préparée au sein de l'école doctorale GAIA

Bourse doctorale : Filière – Sciences de la Terre et de l'Eau (STE)

Financée par le Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche



Biodiversité
Agriculture
Alimentation
Environnement
Terre
Eau



Accueillie par l'UMR 5569 : HydroSciences Montpellier



Et Soutenue par :

Le CIDERH

(Centro de Investigación y Desarrollo en Recursos Hídricos; Iquique; Chili)



La région de Tarapaca



Le projet CONICYT REGIONAL/CIDERH : FIC n° : R09I100)



Le Projet ECOS-CONICYT (n° C14U03)

ECOS-Sud

A ne jamais oublier

***« La Science est l'asymptote de la vérité,
elle l'approche mais ne la touche jamais »***

Jean-Claude AMEISEN

Résumé

Dans les zones arides, la grande variabilité des eaux de surface a conduit les eaux souterraines, seule véritable ressource en eau, à être exploitées. Dans le but de préserver durablement cette ressource, la connaissance des processus qui contrôlent la recharge et les circulations souterraines est nécessaire. Dans les régions arides, les zones de piedmont sont des zones de transition hydroclimatique et géomorphologique entre les hauts-reliefs (zone principale de précipitation) et la plaine en aval où est souvent exploité l'aquifère. Ces travaux de thèse ont pour objectif de caractériser les facteurs de contrôle de la recharge et des écoulements souterrains en zone de piedmont aride et hyperaride.

Dans le Nord du Chili, l'activité minière et le développement de villes nouvelles, associés aux déplacements de populations depuis plusieurs années, ont engendré une surexploitation des ressources en eaux souterraines contenues dans l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal. Cet aquifère régional est l'une des principales ressources en eau de l'ensemble du Nord du Chili, ce qui en fait une ressource stratégique. Dans le bassin endoréique hyper-aride de la Pampa del Tamarugal (extension nord du Désert d'Atacama), les premières estimations de la recharge semblent suggérer que l'aquifère est surexploité depuis la fin des années 80. La caractérisation des processus de contrôle de la recharge de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal est donc un enjeu vital pour le Nord du Chili.

Afin d'identifier et de caractériser les facteurs de contrôle de la recharge et des écoulements souterrains de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal, une approche multidisciplinaire a été mise en œuvre :

Dans un premier temps, cette approche est basée sur la caractérisation géologique et géomorphologique de la Dépression Centrale et notamment du Piedmont Andin entre 19,5°S et 20°S. Le rôle du substratum pré-Oligocène, comme contrôle de l'organisation de la couverture fin-Cénozoïque (i.e. axes de drainages, barrières sédimentaires & paléo-vallées, géométrie de l'aquifère) et des circulations souterraines au niveau du piedmont a été mis en évidence.

Dans un second temps, une approche hydrogéophysique et hydro(géo)logique a été utilisée pour identifier et caractériser les écoulements au sein de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal. Les conditions aux limites ainsi que l'évolution spatiale de la piézométrie, au sein de la plaine de la Pampa del Tamarugal et du piedmont, ont été déterminées à partir de sondages géophysiques (TDEM). Ces sondages ont permis de corrélérer un contraste de résistivité (bien défini) avec le niveau piézométrique de la nappe libre. Des relevés hydro(géo)logiques ont permis de valider les échanges rivière-nappe (zones de recharge) déduits de l'étude géophysique.

Dans un troisième temps, la caractérisation géochimique, isotopique et l'analyse des gaz dissous des eaux souterraines de la zone d'étude, ont permis d'identifier les origines et de préciser les circulations des eaux de l'aquifère. La datation (âge moyen) des eaux de la zone saturée de l'aquifère a permis d'identifier les grandes phases de recharge de la fin du Pléistocène et de l'Holocène. Ces phases paléoclimatiques sont associées aux variations hydroclimatiques majeures des paléo-lacs de l'Altiplano Bolivien. La distribution des âges de l'eau a permis de caractériser qu'une proportion d'eaux récentes ($\leq 10\%$) était présente dans la zone saturée de l'aquifère (cônes alluviaux), indiquant ainsi des processus actuels de recharge.

Dans un quatrième temps, une approche exploratoire par la modélisation des écoulements au sein de la zone non saturée, basée sur un modèle à base physique (Hydrus-1D) et complétée par des relevés de terrain et l'analyse analytique des chroniques piézométriques a permis d'évaluer la recharge induite par une crue au niveau des cônes alluviaux. Les différents compartiments géomorphologiques des cônes alluviaux affichent des recharges distinctes, allant de quelques $100^{\text{aines}} \text{ cm.an}^{-1}$ au niveau de l'apex, $10^{\text{aines}} \text{ mm.an}^{-1}$ au niveau des ravines du cône alluvial jusqu'à des recharges $\leq \text{au mm.an}^{-1}$ dans les plaines d'inondation en aval.

Ces travaux de recherche ont permis à la fois de définir les facteurs de contrôle de la recharge et des écoulements souterrains en zone de piedmont aride et hyperaride. Les modèles conceptuels de fonctionnement, déduits de cette étude, pourront également être transposés à des bassins similaires où les facteurs de contrôle de la recharge et des écoulements souterrains sont encore méconnus.

Abstract

Assessment of groundwater recharge and circulation controls in arid and hyperarid piedmont areas, at different time scales. Example of the Pampa del Tamarugal Aquifer (Northern Chile).

In drylands, the high scarcity of surface waters has led to the exploitation of the groundwater resource. In order to preserve along the time the groundwater resource, the understanding of the processes that control the recharge and the groundwater circulation is required. In drylands, piedmont areas act as hydroclimatic and geomorphological transition zones, between the mountain range (main precipitation area) and lowlands, where the groundwater is usually extracted. These works aim to characterize the factors that control the recharge and the groundwater circulation in arid and hyperarid piedmonts.

In Northern Chile, since a few tens of years, the mining activities and the development of new towns have induced an over-exploitation of the Pampa del Tamarugal Aquifer. This regional size aquifer is one of the main groundwater resources of Northern Chile as a whole. In the hyperarid endorheic Pampa del Tamarugal catchment, the first estimations of the aquifer recharge suggest that the aquifer is over-exploited since the end of 80's. The assessment of the recharge of this strategic aquifer is an essential stake for Northern Chile.

In order to assess the factors that control the recharge and the groundwater circulation in the Pampa del Tamarugal Aquifer, a multidisciplinary approach is required:

First, this approach is based on the geological and geomorphological analysis of the Central Depression and the Andean Piedmont between 19.5°S and 20°S. This study highlighted the control of the pre-Oligocene bedrock on (i) the organization of the late-Cenozoic cover (aquifer geometry) and (ii) the groundwater circulation in the piedmont.

Secondly, geophysical and hydrogeological approaches were used to assess the boundary conditions as well as the spatial evolution of the hydraulic heads in the lowlands and the piedmont. Several geophysical soundings, carried out with TDEM, allowed to correlate a well-defined resistivity contrast with the water table of the unconfined aquifer. Hydro(geo)logic measurements allowed to validate the circulations, between the river and the aquifer deduced from geophysical measurements.

Third, the study of the geochemical and isotopic analyses as well as the dissolved gas analysis allowed identifying and clarifying the origins and the groundwater circulation in the Pampa del Tamarugal Aquifer. The groundwater dating (average age), present in the saturated zone, allowed to identify the main recharge stages that occurred during the late-Pleistocene and Holocene times. These recharge stages were induced by the main perturbations of the paleolakes' hydrological cycle in the Bolivian Altiplano. The age distributions allowed characterizing the low proportion of present water ($\leq 10\%$) in the saturated zone (alluvial fans). This suggests that current groundwater recharge processes occur.

Fourthly, based on the unsaturated flow modeling (with Hydrus-1D), field measurements and analytical analysis of piezometric time series, the aquifer recharge induced by flood events in the alluvial fans was assessed. The different geomorphological compartments (in alluvial fans) provide distinct recharges, ranging a few hundreds cm.yr^{-1} in the apex, tens mm.yr^{-1} in the alluvial fan's gullies to some mm.yr^{-1} in the flooding areas.

These researches allowed defining the factors that control the recharge and the groundwater circulation in arid and hyperarid piedmonts. The conceptual models, shaped through this study, can be transposed to similar catchments where the controls of the groundwater recharge are poorly studied.

Resumen

Caracterización de los factores del control de la recarga y circulaciones subterráneas, en diferentes escalas de tiempo, en zona de piedemonte árido e hiper-árido. Ejemplo del Acuífero de la Pampa del Tamarugal (Norte de Chile).

En las regiones áridas, la gran variabilidad de las aguas de los ríos conduce a la explotación de las aguas subterráneas. Para preservar sosteniblemente este recurso, es necesario entender los procesos que controlan la recarga y las circulaciones subterráneas del acuífero. En estas regiones áridas, los piedemontes son zonas importantes de transición hidroclimática y geomorfológica entre las cadenas de montañas (zona lluviosa) y la pampa, donde se encuentra el acuífero habitualmente explotado. Estos trabajos de investigación tienen el objetivo de caracterizar los factores que controlan la recarga y las circulaciones subterráneas en zona de piedemonte árido e hiper-árido

En el Norte de Chile, en el transcurso de los años, la minería y el crecimiento de las nuevas ciudades, condujeron a sobreexplotar los recursos hídricos del Acuífero de la Pampa del Tamarugal. Este acuífero es una de las reservas más grandes del norte de Chile, lo que la convierte en una reserva estratégica. En la cuenca endorreica e hiper-árida de la Pampa del Tamarugal (extensión norte del Desierto de Atacama), las primeras estimaciones de la recarga sugieren que el acuífero se encuentra sobreexplotado desde el final de los años 80. La caracterización de la recarga del Acuífero de la Pampa del Tamarugal es un desafío vital para el Norte de Chile.

Para identificar y caracterizar los factores de control de la recarga y de las circulaciones subterráneas del Acuífero de la Pampa del Tamarugal, se utilizó un enfoque multidisciplinario:

Primero, la caracterización de la geología y de la geomorfología de la Depresión Central y en particular del Piedemonte Andino entre 19.5°S y 20°S. El papel del substrato pre-Oligoceno, como un control de la organización de la cobertura del Cenozoico superior (geometría del acuífero) y de las circulaciones subterráneas en el piedemonte, fue demostrado.

Segundo, un enfoque hidrogeofísico y hidro(geo)lógico fue utilizado para identificar y caracterizar los límites hidráulicos del acuífero y la piezometría en la pampa y piedemonte de la Depresión Central. Varios sondeos geofísicos, realizados por TDEM, permitieron correlacionar un contraste de resistividad con la piezometría del acuífero libre. Las mediciones hidro(geo)lógicas permitieron confirmar las conexiones que existen entre los ríos y el acuífero.

Tercero, la caracterización geoquímica, isotópica y el análisis de los gases disueltos en las aguas subterráneas, permitieron identificar y caracterizar los orígenes y las circulaciones de las aguas del Acuífero de la Pampa del Tamarugal. La datación (edad promedio) de las aguas de la zona saturada del acuífero permitieron identificar las grandes etapas de recarga durante el Pleistoceno superior y el Holoceno. Estas fases paleoclimáticas son asociadas a perturbaciones hidrológicas de los paleo lagos del Altiplano Boliviano. La distribución de las edades del agua permitió caracterizar la presencia de una proporción baja ($\leq 10\%$) de aguas actuales en los abanicos mostrando que existe una recarga actual del acuífero.

Cuarto, un enfoque exploratorio, utilizando la modelización de los flujos en la zona no saturada (con Hydrus-1D), complementado por mediciones de terreno y estudio analítico de las crónicas piezométricas, permitieron evaluar la recarga provocada por una crecida en los conos aluviales. Los diferentes compartimientos geomorfológicos de los conos aluviales muestran recargas distintas, de varios cientos mm/año en el ápex, décadas mm/año en los cañones de los conos aluviales hasta el mm/año en las zonas de inundación abajo de los conos aluviales.

Estos trabajos de investigación permitieron definir los factores del control de la recarga y de las circulaciones subterráneas, en diferentes escalas de tiempo, en zona de piedemonte árido e hiper-árido. Los modelos conceptuales, desarrollados en este estudio, pueden ser aplicados a otras cuencas similares donde existe una falta de conocimiento de los procesos de recarga.

Remerciements

Ce manuscrit, illustrant ces trois années de recherche, ne pouvait commencer sans que je j'adresse mes « remerciements » à toutes les personnes et organismes qui ont participé de près ou de loin à l'élaboration de ma thèse.

Je souhaite tout d'abord vivement remercier les membres du jury d'avoir accepté de juger mon travail et de consacrer de leur temps que je sais ô combien précieux.

Je remercie les différentes institutions : l'Université de Montpellier, la Faculté des Sciences, l'école doctorale GAIA, le laboratoire HydroSciences Montpellier, le CIDERH, pour m'avoir accueilli et permis de réaliser mes travaux de thèse.

J'adresse un grand merci à mes deux encadrants, Hervé et Véronique, qui m'ont fait confiance et toujours apporté leur soutien, depuis ma deuxième année de master et durant ces trois belles années de doctorat. Ces années, qui ont changé ma vie de par mes travaux de recherche passionnants, les opportunités de voyages qui m'ont été fournies ainsi que les rencontres qui en ont résulté, c'est à eux que je les dois. Alors oui, un immense merci !

Je remercie en particulier Véronique, Christelle, Guillaume, Marine, Jean-Pierre, Jean-François qui m'ont soutenu, à un moment ou à un autre, dans la démarche scientifique de cette thèse. Sans eux le contenu de ce manuscrit aurait été bien différent.

J'adresse un remerciement tout particulier à Elisabeth qui a rendu possible les missions de terrain dans le Nord du Chili. Son accueil et son immense soutien ont permis de nombreuses avancées scientifiques dans la compréhension du fonctionnement de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal.

En pensant au Chili et à ce pays merveilleux, il serait injuste de ne pas remercier à travers ces quelques lignes, toutes les personnes qui m'ont permis à un moment ou à un autre de découvrir ce pays et la diversité qui le compose, que ce soit au travers de longues journées de terrain dans le Piedmont, de 4x4 enterré voire renversé, de fêtes traditionnelles, de quelques Pisco Sour, de ceviche ou de découverte de profond canyons ainsi que des plus farfelues expressions chiliennes, merci à vous tous !!!!!

Je remercie mes collègues et amis, ceux qui sont partis une ou deux années plutôt en me montrant l'exemple mais aussi ceux qui sont arrivés au même moment que moi, et même après. Lidia, Arnold, Stéphane, je souhaite vous citer, vous avec qui la thèse et la vie au laboratoire et en dehors n'aurait pas été aussi agréable. Merci les amis.

De part cette simple phrase « Et il te faut trois ans pour comprendre que c'est la pluie qui apporte de l'eau dans ton aquifère ?! » mes amis de toujours se reconnaîtront. Je vous embrasse !!!

Bien entendu ces remerciements seraient incomplets si je ne citais pas mes parents et toute ma famille qui depuis tant d'années, est là pour moi. Il est clair que cet aboutissement de trois années de thèse n'aurait pu se réaliser sans eux. Merci !!!

Comment terminer ces remerciements sans te remercier toi, mi pequeña, qui sans ton aide et ton soutien indéfectible de chaque jour, cette fin de thèse aurait été bien différente voire impossible. Merci à toi !!!!!

Sommaire

Résumé.....	I
Abstract	II
Resumen.....	III
Remerciements	V
Sommaire	VII
Liste des illustrations.....	XI
Introduction.....	1
Chapter I : Bedrock morphology and tectonic control alluvial cover architecture and groundwater circulation in piedmont areas. Example of the Andean Piedmont between 19.5°S and 20°S (Northern Chile)	11
Introduction	13
1. Study area and geological settings.....	15
1.1. Location and morphostructural features	15
1.2. Lithology of the Pampa del Tamarugal Central Depression	17
2. Methodology	19
2.1. Analysis of late Cenozoic layers.....	19
2.2. Assessment of alluvial paleocurrent directions in the late Cenozoic series	19
2.3. Characterization of the present-day groundwater circulation	22
3. Results.....	24
3.1. Campahue Flexure System (CFS) and impacts on the piedmont cover	24
3.2. Irregular alluvial deposits during the Oligocene and the early Miocene	24
3.3. Northwestward and westward alluvial paleocurrents during the early Miocene	26
3.4. Continuous westward alluvial deposits and sedimentary barriers during the late Miocene	29
3.5. Subaerial alluvial boundary displacements from the late Neogene to the present day.....	32
4. Discussion.....	33
4.1. Evolution of the Andean Piedmont from the Oligocene to the present.....	33
4.2. Bedrock morphology and tectonic control of the architecture of the piedmont cover	34
4.3. Influence of the bedrock morphology on groundwater circulation.....	36
Conclusion of Chapter I	39
Chapitre II : Conditions aux limites, géométrie et piézométrie de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal : Impacts sur les processus de recharge.....	41
Introduction	42

1. Problématique et enjeux scientifiques	43
2. Méthodes et données utilisées	45
2.1. Time Domain Electromagnetic (TDEM) method	45
2.2. Jaugeage	49
2.3. Données piézométriques.....	52
3. Résultats.....	53
3.1. Résultats géophysiques et caractérisation des divers compartiments de l'aquifère.....	53
3.2. Résultats et identification d'un schéma hydrologique commun aux canyons de la Dépression Centrale	66
4. Discussion des résultats	70
4.1. Analyse et critique des charges hydrauliques interpolées.....	70
4.2. Carte piézométrique.....	72
4.3. Modèles conceptuels de fonctionnement : géométrie, conditions aux limites et processus de recharge.....	74
Conclusion du Chapitre II	79
Chapitre III : Identification des circulations souterraines et de la distribution des âges de l'eau pour la caractérisation de la recharge à travers une approche géochimique et isotopique.....	81
Introduction et point méthodologique sur la mise en œuvre des prélèvements géochimiques des eaux souterraines	83
Partie A : Caractérisation géochimique des circulations souterraines au sein de la Dépression Centrale	88
1. Eléments de littérature sur les travaux géochimiques réalisés dans la zone d'étude.....	88
2. Caractérisations des eaux souterraines à l'échelle de la zone d'étude.....	89
3. Caractérisation par secteur des eaux souterraines	92
3.1. Les eaux souterraines du piedmont	92
3.2. Les eaux souterraines de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal	113
Partie B : Caractérisation des circulations souterraines et de la distribution des âges de l'eau à travers l'analyse des isotopes et des gaz dissous.....	122
1. Utilisation des isotopes de la molécule d'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) pour la caractérisation des processus de recharge de l'aquifère	122
1.1. Méthode et échantillonnage des eaux pour l'analyse $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$	122
1.2. Résultats et discussions des analyses $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux de la zone d'étude.....	123
Points de synthèse sur l'analyse $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$:	127
2. Utilisation des isotopes du carbone (^{13}C et ^{14}C) pour l'estimation des temps moyens de résidence des eaux souterraines	128
2.1. Introduction et méthodologie du ^{14}C et du ^{13}C pour la datation des eaux souterraines	128

2.2. Correction des âges ^{14}C des eaux souterraines de la zone d'étude à partir des données de $\delta^{13}\text{C}$	129
2.3. Discussion des âges ^{14}C pour les eaux de la zone d'étude	133
2.4. Evènements paléoclimatiques et distribution spatiale des âges moyens au niveau de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal	138
Points de synthèse sur l'analyse $\delta^{13}\text{C}$ et ^{14}C :	140
3. Utilisation des isotopes de l'hydrogène et de l'hélium (^3H et ^3He) pour l'identification de recharges récentes au niveau des zones basses des cônes alluviaux	141
3.1. Eléments de littérature et échantillonnage du ^3H et de ^3He dans les eaux souterraines	141
3.2. Résultats et discussions des analyses ^3H et ^3He des eaux de la zone d'étude	143
Points de synthèse sur l'analyse ^3H et ^3He :	147
4. Utilisation des gaz anthropiques dissous (CFCs et SF6) comme outil complémentaire dans l'identification de recharges récentes au niveau des cônes alluviaux	148
4.1. Eléments de littérature et échantillonnage des CFCs et SF6.....	148
4.2. Résultats et discussions de l'analyse des gaz dissous	149
Points de synthèse sur l'analyse des gaz dissous :	152
Conclusion du Chapitre III	153
Chapitre IV : Estimation de la recharge actuelle au travers des cônes alluviaux et analyse de différents scénarios : approches analytiques et numériques	157
Introduction	158
1. Estimation de la recharge par la modélisation 1D des écoulements dans la zone non saturée des cônes alluviaux : analyse de différents scénarios	158
1.1. Limites et contraintes des données hydrologiques de surface	158
1.2. Etape 1 : Définition des différents scénarios et variables à considérer pour la modélisation 1D des écoulements dans la zone non saturée	159
1.3. Etape 2 : Prise en compte de ces différents facteurs de contrôle pour la modélisation 1D des écoulements dans la zone non saturée.....	163
1.4. Etape 3 : construction du modèle principal sous Hydrus 1D (Šimůnek <i>et al.</i> , 2009) pour l'évaluation de la recharge	169
1.5. Estimation de la recharge et premiers résultats obtenus au niveau des cônes alluviaux de la Quebrada de Tarapaca et de la Quebrada de Aroma	172
Conclusion et perspective	176
2. Quantification analytique de la recharge à partir des chroniques piézométriques	177
2.1. Méthode WTF (Water-Table Fluctuations)	177
2.2. Chronique piézométrique et impact de la géomorphologie sur la recharge	179
Synthèse	181
Conclusion du Chapitre IV	182

Conclusion générale	185
Bibliographie.....	191
Annexes	207

Liste des illustrations

Figure 1 : Carte de la distribution et de la typologie des régions arides à travers le globe	1
Figure 2 : Carte des régions arides d'Amérique du Sud et de l'évolution de la disponibilité et de la demande en eau renouvelable au Chili et des régions hyper-arides du Nord du Chili.....	3
Figure 3 : Localisation et contexte du bassin de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal.....	5
Figure 4 : Schéma des contrôles et du fonctionnement des écoulements souterrains et de la recharge dans les zones de piedmont arides et hype-rarides.....	190
Figure I. 1 : Typical piedmont representation.....	14
Figure I. 2 : Location of the study area (Northern Chile between 19.5°S and 20°S) in the Pampa del Tamarugal Central Depression (piedmont and basin floor).....	16
Figure I. 3 : Geological map of the late Cenozoic layers above the pre-Oligocene bedrock between 19.5°S and 20°S (Northern Chile)..	20
Figure I. 4 : Geological cross-sections of the late Cenozoic cover.....	21
Figure I. 5 : Assessment of alluvial flow directions..	23
Figure I. 6 : Tectonic lineaments and Campahue Flexures System (CFS) in the upper part of the piedmont.....	25
Figure I. 7 : Paleochannels and paleocurrent directions in interbedded alluvial layers of the Oxaya formation in the Quebrada de Guasquina..	27
Figure I. 8 : Interbedded alluvial layers of the Oxaya formation in the Quebrada de Aroma.....	28
Figure I. 9 : Organization of late Neogene and Quaternary alluvial fans in the lower part of the piedmont and on the basin floor.....	31
Figure I. 10 : Development of late Cenozoic piedmont cover (between 19.5°S and 20°S) and alluvial flow directions during the Azapa deposition, the Oxaya deposition, El Diablo deposition and the late Neogene and Quaternary deposition.....	35
Figure I. 11 : Groundwater circulation in the piedmont cover between 19.5°S and 20°S.....	38
Figure II. 1 : Zone d'étude et incohérences géologiques de la limite orientale de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal entre 19,5°S et 20°S.....	44

Figure II. 2 : Schéma et photos de l'instrumentation sur le terrain de la méthode TDEM avec le FastSnap TEM System (Alpha Geoscience Pty Ltd)	46
Figure II. 3 : Points de mesures géophysiques et hydro(géo)logiques de la zone d'étude.	48
Figure II. 4 : Présence et absence d'activités agricoles dans la Quebrada de Tarapaca et Aroma.	50
Figure II. 5 Courbe de calibration..	51
Figure II. 6 Evolution temporelle de la conductivité électrique lors d'un jaugeage réalisé en aval de la Flexure de Calacala (Qda. de Aroma)..	52
Figure II. 7 : Corrélation entre le niveau piézométrique de l'Aquifère libre de la Pampa del Tamarugal et l'évolution de la résistivité dans les forages de contrôle.....	54
Figure II. 8 : Représentation statistique 9/91 percentile boxplot de la Conductivité Electrique ($\mu\text{S}/\text{cm}$) des forages (nbre = 49) répartie sur l'ensemble de la Pampa del Tamarugal.	55
Figure II. 9 : Interpolation latérale des sondages TDEM..	64
Figure II. 10 Schéma hydrologique des cours d'eau du Piedmont Andin entre 19,5°S et 20°S..	69
Figure II. 11 : Piézométrie de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal entre 19,5°S et 20°S.....	71
Figure II. 12 : Ecoulements temporaires (délimités en bleu) localisés sur le flanc Ouest du Cerro Tarapaca au niveau du cône alluvial quaternaire (délimité en noir).	73
Figure II. 13 : Modèles conceptuels de fonctionnement de deux piedmonts arides localisés dans le bassin de la Pampa del Tamarugal (type Quebrada de Aroma et Quebrada de Tarapaca).....	76
Figure II. 14 : Piézométrie et nouvelles limites orientales de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal entre 19,5°S et 20°S.....	78
Figure III. 1 : Localisation des mesures géochimiques et isotopiques des eaux souterraines.	84
Figure III. 2 : Diagramme de Piper des eaux souterraines de la zone d'étude.....	91
Figure III. 3 : Localisation des sources du Morro Campahue.	93
Figure III. 4 : Diagramme binaire Na vs Cl des eaux souterraines de la zone d'étude..	94
Figure III. 5 : Diagramme binaire Ca vs SO_4 des eaux souterraines de la zone d'étude..	95
Figure III. 6 : Diagramme binaire Na/K vs Conductivité Electrique des eaux souterraines de la zone d'étude..	96
Figure III. 7 : Localisation des sources « PLB » et « PLA »..	99

Figure III. 8 : Localisation des sources de Laonzana.	101
Figure III. 9 : Localisation des sources de la Quebrada de Guasquina..	104
Figure III. 10 : Localisation de la source « Cascade Poroma ».	106
Figure III. 11 : Localisation de la source « USM1 ».....	107
Figure III. 12 : Schéma des zones de vulnérabilité et des coupes hydrogéologiques des circulations souterraines alimentant les sources captées du piedmont..	109
Figure III. 13 : Continuité géochimique des eaux du Rio Tarapaca et du « Pozo de la Muerte »..	114
Figure III. 14 : Relation Na vs Cl entre la rivière Tarapaca à Huarasiña (voir Figure III.13 ; Aravena et Suzuki, 1990), le « Pozo de la Muerte » et le « JICA-C » (aquifère en fin de piedmont).....	115
Figure III. 15 : Analyses isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) des eaux de la zone d'étude.....	124
Figure III. 16 : Analyses isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) des thermes de Chusmiza..	127
Figure III. 17 : Activité ^{14}C des eaux de surface et souterraines de la zone d'étude..	134
Figure III. 18 : Culture d'alfalfa (luzerne) à proximité de Huarasiña dans la Quebrada de Tarapaca.	135
Figure III. 19 : Chronique des concentrations atmosphériques de tritium.	142
Figure III. 20 : Reconstitution des concentrations moyennes annuelles de tritium dans les précipitations à La Paz (Bolivie).....	145
Figure III. 21 : Modèle de décroissance radioactive des teneurs en tritium sur la base des teneurs moyennes annuelles des précipitations régionales.	146
Figure III. 22 : Chronique atmosphérique et concentrations atmosphériques des CFCs et SF6 des eaux souterraines de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal..	150
Figure III. 23 : Schéma de l'état géochimique et isotopique de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal au niveau de la zone d'étude.	154
Figure IV. 1 : Méthodologie et protocole pour la modélisation des écoulements et de la recharge en zone non saturée au niveau des cônes alluviaux des régions arides.	160
Figure IV. 2 : Variabilité verticale des fractions sableuses (2000-50 μm), silteuses (50-2 μm) et argileuses (< 2 μm) de la zone non saturée des cônes alluviaux..	164
Figure IV. 3 : Application du modèle Rosetta (H2) (Schaap <i>et al.</i> , 2001), sur les échantillons F-3 et N-01.....	165

Figure IV. 4 : Evolution de la succion matricielle ($-h$ où h = potentiel de pression) d'un horizon de limon-silt (a.) et de sable fin (b.) situés en surface, selon différentes demandes évaporatoires, après avoir été saturés en eau.	168
Figure IV. 5 : Phase d'initialisation des modèles représentatifs de la plaine d'inondation (a.) et de l'apex (b.) des cônes alluviaux.	171
Figure IV. 6 : Modélisation des flux en zone non saturée pour le modèle du profil représentatif de la plaine d'inondation du cône alluvial.	174
Figure IV. 7 : Modélisation des flux en zone non saturée pour le modèle du profil représentatif de l'apex du cône alluvial.	175
Figure IV. 8 : Localisation et contexte géomorphologique des forages « JICA-C » et « JICA-D ».....	178
Figure IV. 9 : Chroniques hydro(géo)logiques	180
Tableau III. 1 : Comparaison des teneurs des éléments en trace et des valeurs guides de l'OMSet de l'Etat Chilien	112
Tableau III. 2 : Données géochimiques des eaux souterraines du Salar de Pintados..	119
Tableau III. 3 : Signature isotopique et période d'échantillonnage des précipitations dans le bassin de la Pampa del Tamarugal.	123
Tableau III. 4 : Mesure du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, de l'activité ^{14}C pmc (Percent Modern Carbon) et calculs des âges des eaux souterraines.	132
Tableau III. 5 : Teneurs en tritium et concentration des gaz dissous dans les forages de la zone d'étude.	143
Annexe II. 1 : Modèles TDEM..	208
Annexe II. 2 : Logs géologiques, hydrogéologiques (niveau piézométrique) et géophysiques (résistivité en forage) des forages de contrôle.	210
Annexe II. 3 : Niveau piézométrique (m a.s.l) mesuré dans les puits ou forages.	211
Annexe III. 1 : Résultats des analyses géochimiques des éléments majeurs et en trace.....	212
Annexe III. 2 : Diagrammes de Schöeller-Berkaloff des eaux souterraines de la zone d'étude.....	213
Annexe III. 3 : Evolution de la température moyenne annuelle selon l'altitude dans la région administrative de Tarapaca.	215

Annexe III. 4 : Estimation de la composante (%) du pôle de « circulations thermales profondes » (Chusmiza) et du pôle « infiltration de surface froide » (HUASQ1) pour l’eau de la source USM1 dans la Quebrada de Ocharaza à Usmagama.	216
Annexe III. 5 : Coupes hydrogéologiques des circulations souterraines alimentant la source « USM1 » qui fournit Usmagama en eau potable.....	217
Annexe III. 6 : Matrice de corrélation des mesures géochimiques des eaux souterraines de la zone d’étude	218
Annexe III. 7 : Evolution des rapports isotopiques de la molécule d’eau le long des principales quebradas de la zone d’étude.	219



Géoglyphe au niveau du piedmont. En arrière-plan, le Cerro Tarapaca

Introduction

L'approvisionnement en eau de qualité suffisante pour être consommée, directement ou indirectement après traitements, est un enjeu vital. Cet enjeu est d'autant plus fort pour les 2,1 milliards de personnes (*i.e.* 35,5 % de la population mondiale) qui vivent en zone aride, soit 40 % de la surface des continents (Figure 1 ; MA, 2005 ; UN, 2011). Dans ces environnements arides, la quantité moyenne d'eau renouvelable par personne est bien inférieure au seuil minimum qui est recommandé pour le bien-être et le développement durable de l'Homme, soit $1300 \text{ m}^3.\text{pers}^{-1}.\text{an}^{-1}$ au lieu de $2000 \text{ m}^3.\text{pers}^{-1}.\text{an}^{-1}$, (FAO, 1993; MA, 2005; Vörösmarty *et al.*, 2005). En raison d'une variabilité temporelle importante du débit des cours d'eau qui, souvent, ne s'écoulent que brièvement durant la saison des pluies (formation de crues), les eaux de surface ne permettent que rarement d'assurer les besoins nécessaires au développement. Les eaux souterraines, plus ou moins accessibles, sont quant à elles souvent en quantité suffisante pour permettre à l'Homme de subvenir à ses besoins. Cependant, leur taux de renouvellement peut s'avérer extrêmement faible. C'est pourquoi, afin que l'exploitation et la gestion de cette ressource soient les plus durables possible, à la fois d'un point de vue quantitatif et qualitatif, la compréhension du fonctionnement de ces systèmes hydrogéologiques est une étape primordiale. La gestion durable de la ressource en eau souterraine implique alors une bonne appréciation des différents processus et paramètres qui contrôlent la recharge des aquifères (Simmers, 1988; Lerner *et al.*, 1990; Simmers *et al.*, 1997; Kinzelbach *et al.*, 2002; ACF, 2006; Scanlon *et al.*, 2006; Healy and Scanlon, 2010).

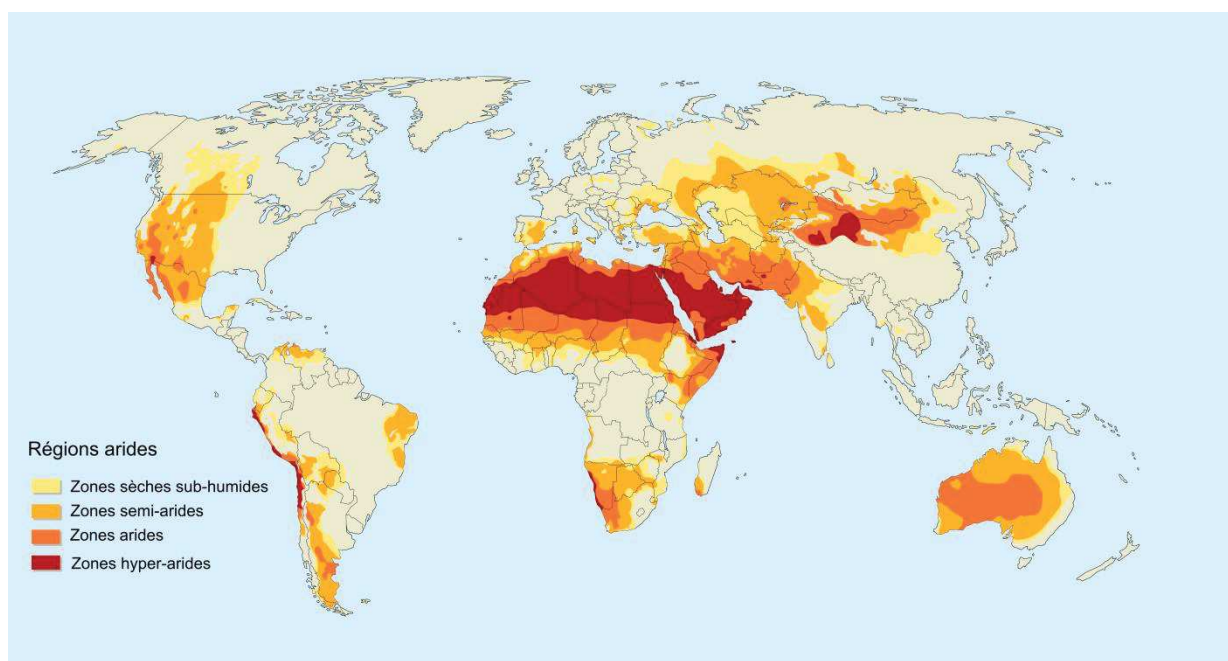


Figure 1 : Carte de la distribution et de la typologie des régions arides à travers le globe (modifié d'après UN, 2011).

Les zones de piedmont correspondent à des zones de transition géomorphologique entre une plaine et des reliefs où est généralement observé un gradient de précipitation qui est fonction de l'altitude. Dans les zones arides, le piedmont joue alors un rôle particulier dans le transfert des masses d'eau depuis les reliefs jusqu'aux aquifères majeurs situés dans la plaine, en aval. Les processus de recharge permettant d'alimenter ces réservoirs sont principalement dépendants de facteurs qui vont contrôler les écoulements souterrains de l'amont vers l'aval et définir les zones de recharge de l'aquifère. Ces zones de piedmont constituent donc des zones « clés » où la caractérisation de la recharge et des écoulements souterrains est nécessaire pour une gestion durable de la ressource en eau souterraine des régions arides.

L'objectif de cette thèse est de caractériser les facteurs de contrôle de la recharge et des circulations souterraines qui alimentent les aquifères situés en zone de piedmont aride et hyperaride. Afin de répondre aux objectifs précédemment cités, les travaux de thèse ont été focalisés sur le bassin hyper-aride de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal située dans le Nord du Chili en Amérique du Sud (Figure 2 et Figure 3).

L'Amérique du Sud comprend de nombreuses et diverses régions arides qui sont induites par des circulations océaniques et atmosphériques complexes (Figure 2). Les régions hyper-arides du Nord du Chili résultent dans un premier temps, du courant de Humboldt (circulation d'eaux froides australes qui remontent le littoral chilien du Sud vers le Nord) qui refroidit l'atmosphère de basse altitude et condense l'humidité des zones côtières (phénomène de brumes épaisses nommées « Camanchacas »). Cette humidité se retrouve limitée verticalement par l'air chaud de l'anticyclone pacifique (inversion thermique à environ 1000 m d'altitude), et latéralement par la Cordillère de la Côte (≈ 1100 m d'altitude ; Figure 3.a et 3.b). La faible densité du réseau hydrographique exoréique, recoupant la Cordillère de la Côte, limite la pénétration de ces brumes vers l'Est à l'intérieur des terres. L'aridité de ces régions est également liée aux hauts reliefs andins qui limitent fortement les circulations d'air chaud humide provenant de l'Océan Atlantique et du Bassin Amazonien (Figure 3.a et 3.b ; Aravena *et al.*, 1999). Pour une description détaillée des circulations océaniques et atmosphériques qui conduisent aux contextes d'hyper-aridité du Nord du Chili, nous invitons les lecteurs à se reporter à la thèse de Chaffaut (1998).

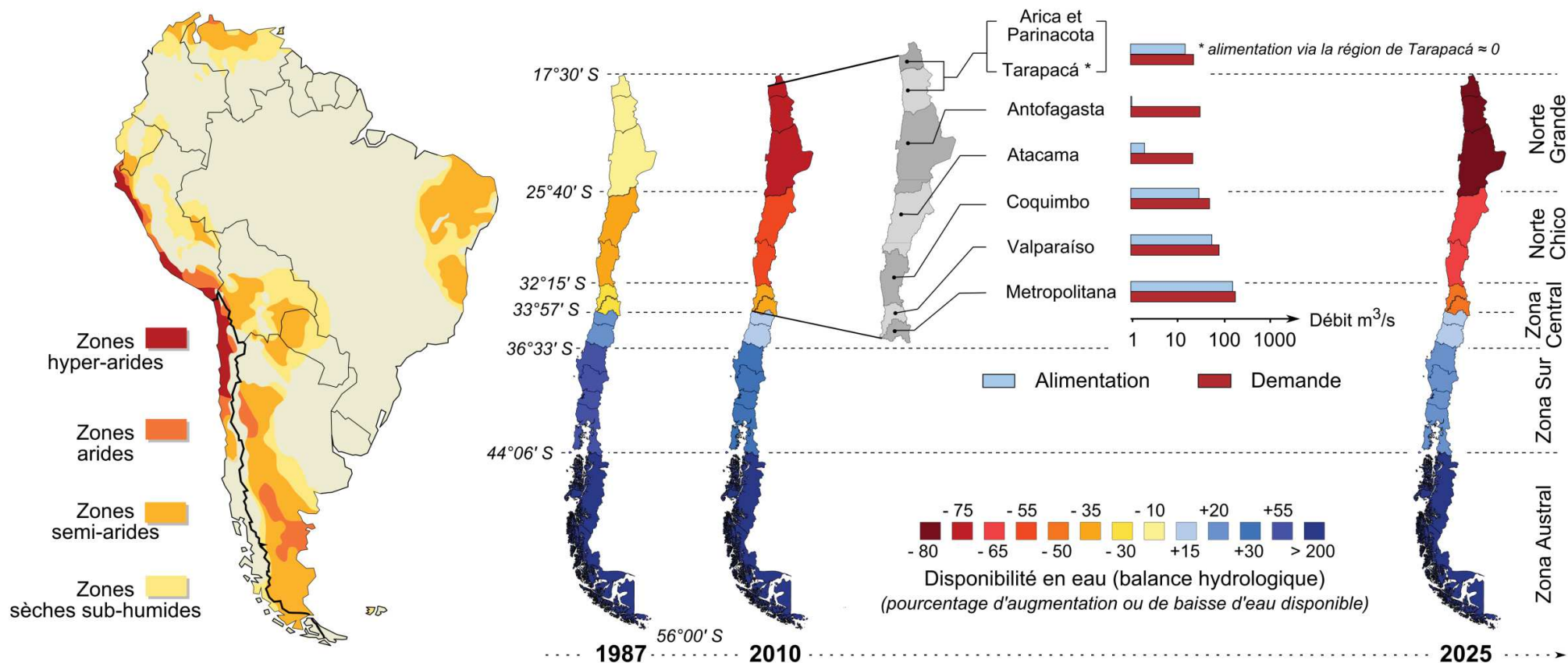


Figure 2 : Carte des régions arides d'Amérique du Sud (modifié d'après UN, 2011) et de l'évolution de la disponibilité et de la demande en eau renouvelable au Chili et des régions hyper-arides du Nord du Chili (modifié d'après Valdés-Pineda et al., 2014, MMA, 2011 et World Bank, 2011).

Du fait du contexte climatique aride et hyper-aride dans la moitié Nord du Chili, la ressource en eau renouvelable est naturellement moins importante que dans la moitié sud du pays (Figure 2). Entre les années 1980 et 2010 le Chili a connu un important développement économique et social avec un taux de croissance annuel réel du PIB de 6,2% (World Bank, 2011), principalement basé sur l'exploitation et l'exportation de ressources naturelles (i.e. industrie minière et agricole, Banco Central de Chile, 2006, 2010) provoquant une augmentation importante de la demande en eau. Dans la moitié Nord du Chili, en raison de l'augmentation significative des prélèvements entre 1990 et 2010 (Valdés-Pineda *et al.*, 2014), la demande en eau est devenue supérieure à l'offre (ressource en eau renouvelable disponible) induisant alors un bilan hydrologique négatif, estimé entre -55 % et -75 % en 2010 et entre -65 % et -80 % à l'horizon de 2025 (Figure 2 ; Ayala, 2010 ; World Bank, 2011 ; MMA, 2011 ; Valdés-Pineda *et al.*, 2014). L'absence d'une ressource en eau renouvelable en quantité suffisante a conduit à la surexploitation d'aquifères régionaux (Valdés-Pineda *et al.*, 2014) pour subvenir aux besoins du Nord du Chili. Compte tenu de cet état critique du bilan hydrologique, certaines grandes masses d'eau du Nord du Chili ont été mises sous-surveillance à l'image de certaines rivières pour lesquelles aucun nouveau « droit à l'eau » n'est maintenant octroyé. L'installation de nouveaux forages, exploitant certains aquifères régionaux, a également été interdite ou temporairement restreinte (MMA, 2011 ; Valdés-Pineda *et al.*, 2014). La compréhension du fonctionnement des aquifères et l'appréciation du taux de renouvellement des ressources en eau souterraine sont par conséquent devenues des enjeux majeurs dans cette région du Chili.

Dans la région de Tarapaca (< 300 000 habitants ; MMA, 2011) le bassin hydrographique endoréique de la Pampa del Tamarugal (17 353 km²) est séparé de l'Océan Pacifique par la Cordillère de la Côte (1100 m d'altitude). Le bassin endoréique est situé à la fois sur le bassin sédimentaire fin-cénozoïque (voir Chapitre I), nommé Dépression Centrale de la Pampa del Tamarugal qui contient la plaine du même nom (1000 m d'altitude) et sur le Piedmont Andin qui s'élève jusqu'aux reliefs de la Précordillère (Figures 3.a et 3.b). Le contexte hyper-aride du bassin est caractérisé par des précipitations inférieures à 10 mm.an⁻¹ (en dessous de 2000 m d'altitude) qui augmentent avec l'altitude jusqu'à 180 mm.an⁻¹ dans la Précordillère (Figures 3.b et 3.c ; Castillo-Urrutia, 1960; Lictevoit *et al.*, 2013). A l'échelle intra-annuelle, les précipitations ont principalement lieu durant l'été austral entre décembre et mars, tandis qu'elles sont contrôlées à l'échelle pluriannuelle par le phénomène ENSO (El Niño Southern Oscillation) à travers les phases el Niño (période sèche) et la Niña (période humide) (Chaffaut, 1998 ; Aravena *et al.*, 1999). Dans la Dépression Centrale la demande évaporatoire est comprise entre 2000 et 3000 mm.an⁻¹ illustrant le contexte hyper-aride de la zone d'étude (DICTUC, 2006).

a.

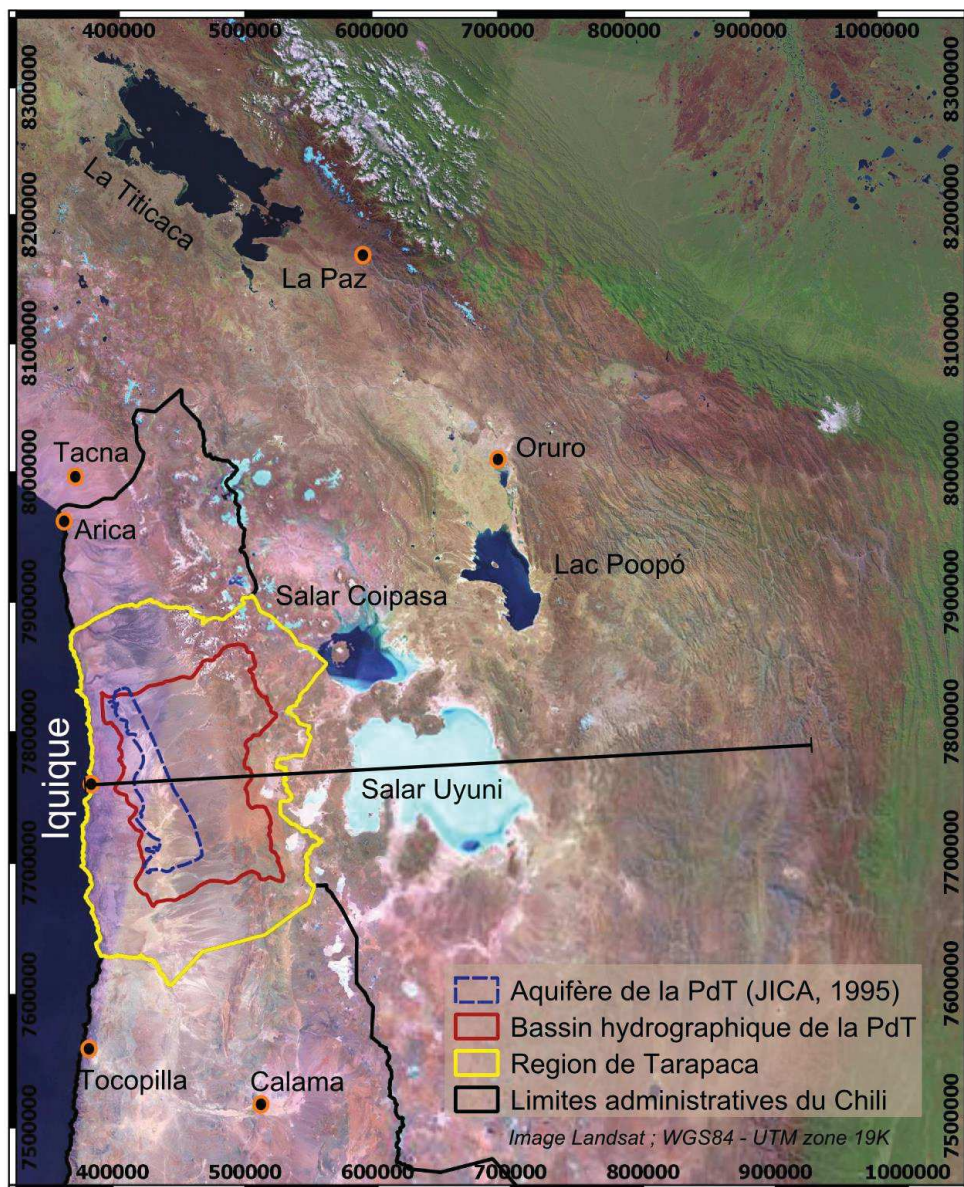


Figure 3 : Localisation et contexte du bassin de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal.

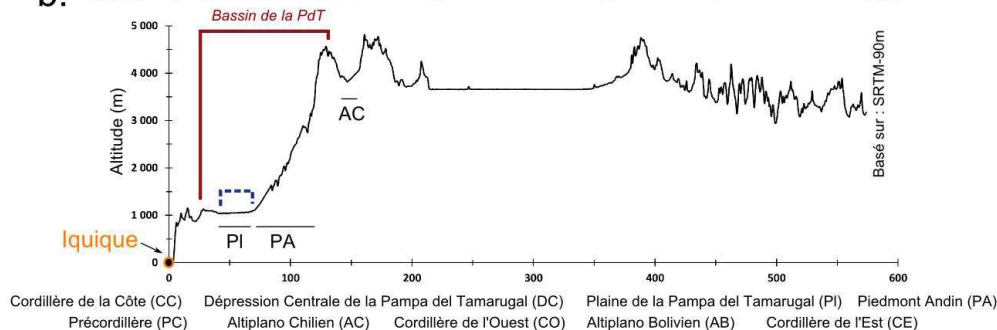
a. Localisation du bassin de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal et des limites administratives concernées.

b. Profil topographique des Andes, entité géographique et localisation de la zone d'étude.

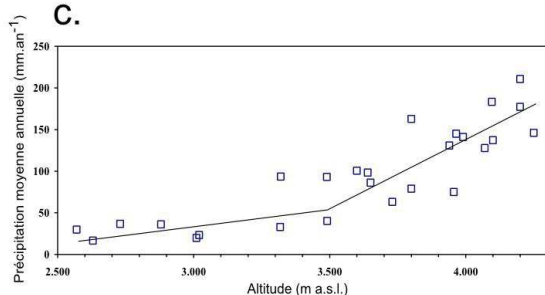
c. Evolution des précipitations moyennes annuelles dans le bassin de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal (DICTUC, 2006).

d. Evolution de l'exploitation des eaux souterraines de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal (Chávez et al., 2016).

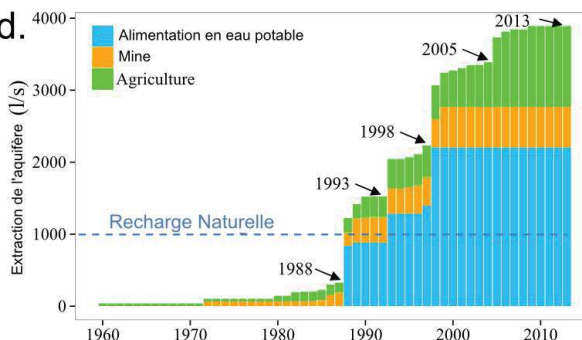
b. Ouest CC DC PC CO AB CE Est



c.



d.



L'Aquifère de la Pampa del Tamarugal, contenu dans le remplissage détritique et pyroclastique fin-cénozoïque de la plaine du même nom (Figures 3.a et 3.b), est la principale ressource en eau de cette région hyper-aride, ce qui lui confère la propriété de réserve stratégique. Les datations réalisées dans le cadre de ce doctorat, ainsi que par Fritz *et al.* (1981) et Magaritz *et al.* (1990), indiquent que les eaux de l'aquifère sont en partie des eaux anciennes d'âge holocène. Depuis plus d'un siècle, l'aquifère a été exploité pour l'extraction du salpêtre et l'alimentation en eau potable de la capitale régionale « Iquique ». Dans les années 80, en raison à la fois de l'implantation des compagnies minières (i.e. extraction de cuivre, or, argent, et minerais non métalliques), des mouvements de population et de la rareté des eaux de surface (i.e. eaux renouvelables), l'exploitation des eaux souterraines de l'aquifère a augmenté afin de soutenir la demande toujours croissante en eau (Figure 3.d ; DGA, 2011). L'année 1988 est définie comme la date où l'exploitation des eaux souterraines serait devenue supérieure à la recharge naturelle de l'aquifère, discutée ci-après (Figure 3.d). Cette surconsommation a alors induit une surexploitation de la ressource et une baisse quasi généralisée des niveaux piézométriques (Rojas et Dassargues, 2007 ; DGA, 2011 ; Lictevout *et al.*, 2013). L'exploitation des eaux souterraines aurait atteint 4094 l.s^{-1} en 2012 (Lictevout *et al.*, 2013). Cette valeur correspond à une estimation minimale du débit d'exploitation, puisqu'étant basée sur les droits à l'eau octroyés par les autorités compétentes (données officielles) et que tous les débits réellement exploités n'y sont pas répertoriés (*absence observée de données dans certains fichiers officiels*).

Compte tenu de la surexploitation de l'aquifère, plusieurs études ont été réalisées, à partir de modèles déterministes, pour évaluer l'évolution des niveaux piézométriques selon différents scénarios d'usage de la ressource (DGA-UCHile, 1988 ; JICA, 1995 ; DICTUC, 2007 ; Rojas et Dassargues, 2007 ; Rojas *et al.*, 2010). Ces modèles établissent tous que la recharge de l'aquifère provient de la bordure orientale de la plaine de la Pampa del Tamarugal, ce qui est cohérent avec la distribution spatiale des précipitations. Les différentes valeurs de recharge utilisées dans ces modèles ont été estimées à environ $1 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ pour l'ensemble des sous-bassins versants, à l'aide de modèles hydrologiques de surface ou de bilans de masses d'eau à l'échelle régionale (Figure 3.d ; Grilli *et al.*, 1986 ; DGA-UCHile, 1988 ; JICA, 1995 ; DICTUC, 2006). Cette quantification est cependant soumise à de nombreuses incertitudes et interrogations quant aux processus qui contrôlent les apports d'eau souterraine à l'aquifère, en particulier au niveau du piedmont (i.e. limites et continuité de la zone saturée de l'aquifère, conditions aux limites et processus de recharge, écoulements souterrains en dehors du réseau hydrographique, zones de recharges, distribution des âges de l'eau et vitesses d'écoulement, phases de recharge actuelles ou passées, etc.)

L'appréciation de la recharge actuelle de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal nécessite donc au préalable d'identifier les facteurs de contrôle de la recharge et des circulations souterraines depuis les zones de hauts reliefs localisées en amont (i.e. les zones de précipitation) vers la plaine de la Pampa del Tamarugal localisée en aval (i.e. zone

d'exploitation de l'aquifère). Cette caractérisation est nécessaire pour définir un modèle conceptuel de fonctionnement, intégrant les processus et limites hydrogéologiques qui régissent le fonctionnement de l'aquifère, préalable à toute modélisation numérique. Dans le cas où cette caractérisation ne serait pas assez poussée pour permettre une représentation fiable des écoulements et des conditions aux limites de l'aquifère, l'estimation de l'évolution de la ressource en eau pourrait s'en retrouver erronée (de Marsily, 1986 ; Simmers et al., 1997 ; Fetter, 2001).

Afin de caractériser et d'identifier les facteurs de contrôle de la recharge et des circulations souterraines au sein de la Dépression Centrale et de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal entre 19,5°S et 20°S (partie nord de l'aquifère), une approche multidisciplinaire a été appliquée. Le choix d'une telle approche est basé sur le fait que peu de mesures hydrologiques et hydrogéologiques existent dans cette région notamment dans la zone « clé » du piedmont, difficile d'accès. En effet, malgré les travaux antérieurs de la DGA (Direction Générale des Eaux), ce n'est que depuis 2010 et la création du CIDERH (Centre de Recherche et de Développement en Ressources Hydrologiques) avec l'appui des politiques publiques régionales et nationales (i.e. Gouvernement Régional de Tarapacá et la Commission Nationale de Recherche Scientifique et Technologique - CONICYT), qu'une volonté de générer et de diffuser des connaissances sur les ressources hydro(géo)logiques régionales a été développée. Par ailleurs, les informations géologiques étaient jusqu'à présent succinctes et seule une carte géologique au 1 000 000^{ème} (SERNAGEOMIN, 2003) couvrait l'ensemble du site. Cette approche multidisciplinaire était donc nécessaire à la fois, pour (i) caractériser la géométrie du réservoir et les conditions aux limites de l'aquifère, (ii) identifier les contraintes et les processus de recharge de l'aquifère et (iii) caractériser les circulations au niveau du piedmont. Ces travaux de thèse sont présentés dans la suite de ces pages au travers de quatre grands chapitres qui illustrent l'approche multidisciplinaire considérée.

Le **premier chapitre** est consacré à l'évolution géomorphologique de la couverture fin-cénozoïque (i.e. réservoir aquifère) au-dessus du substratum pré-oligocène au sein de la Dépression Centrale de la Pampa del Tamarugal (i.e. la plaine et le Piedmont Andin) entre 19,5°S et 20°S. L'approche proposée permet de caractériser les contraintes géologiques et géomorphologiques qui contrôlent (i) la géométrie du réservoir, (ii) les écoulements souterrains au niveau du piedmont, et (iii) la recharge de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal située en aval.

Le **second chapitre** est dévolu à l'étude hydrogéophysique et hydro(géo)logique de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal, dont les limites étaient jusqu'à présent semblables aux limites géographiques de la plaine de la Pampa del Tamarugal. Cette caractérisation, couplant approches hydrogéophysiques et hydrogéologiques, a permis (i) de repositionner correctement les limites hydrauliques de l'aquifère, (ii) de caractériser le type de condition

aux limites, et (iii) de réaliser une carte piézométrique de la partie nord de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal. Ces résultats ont ensuite été synthétisés dans deux modèles conceptuels, permettant de proposer différents modes de recharge, en fonction des divers facteurs de contrôles géologiques et géomorphologiques présents dans la zone de piedmont.

Le **troisième chapitre** est dédié à l'analyse géochimique et isotopique des eaux souterraines prélevées en différents points du bassin hydrographique de la Pampa del Tamarugal. Cette approche a permis (i) d'identifier l'origine des eaux souterraines et les écoulements préférentiels de ces eaux au sein de la Dépression Centrale, (ii) de caractériser la distribution des âges de l'eau au sein de l'aquifère, ainsi que (iii) de proposer un modèle hydrogéologique précisant l'origine et le mode de circulation des eaux souterraine vers les sources captées du piedmont entre 19,5°S et 20°S.

Le **quatrième chapitre** propose une estimation de la recharge actuelle de l'aquifère de la Pampa del Tamarugal, au niveau des cônes alluviaux, à l'occasion d'inondations exceptionnelles par des crues provenant du piedmont et de la Précordillère. Cette caractérisation de la recharge repose sur (i) l'analyse des chroniques piézométriques et (ii) des différentes mesures et prélèvements in situ ayant permis de proposer une modélisation numérique exploratoire des écoulements, au sein de la zone non saturée, à l'aide d'Hydrus 1D (Šimůnek *et al.*, 2009).

La **conclusion générale** de l'ensemble des résultats porte sur l'analyse des facteurs de contrôle de la recharge et des écoulements souterrains en zone de piedmont aride et hyper-aride, avec pour exemple l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal (Nord du Chili).



Vue de la Quebrada de Tarapaca depuis le Cerro Cerrillos.

Chapter I: Bedrock morphology and tectonic control alluvial cover architecture and groundwater circulation in piedmont areas. Example of the Andean Piedmont between 19.5°S and 20°S (Northern Chile)

Introduction	13
1. Study area and geological settings.....	15
1.1. Location and morphostructural features	15
1.2. Lithology of the Pampa del Tamarugal Central Depression	17
1.2.1. The Azapa formation.....	17
1.2.2. The Oxaya formation	17
1.2.3. El Diablo formation	18
1.2.4. Late Neogene and Quaternary deposits	18
2. Methodology.....	19
2.1. Analysis of late Cenozoic layers	19
2.2. Assessment of alluvial paleocurrent directions in the late Cenozoic series.....	19
2.2.1. At the paleovalley scale	19
2.2.2. At the Intermediate channel scale	22
2.2.3. At the intermediate and smallest channel scale	22
2.3. Characterization of the present-day groundwater circulation	22
3. Results	24
3.1. Campahue Flexure System (CFS) and impacts on the piedmont cover.....	24
3.2. Irregular alluvial deposits during the Oligocene and the early Miocene	24
3.3. Northwestward and westward alluvial paleocurrents during the early Miocene	26
3.4. Continuous westward alluvial deposits and sedimentary barriers during the late Miocene.....	29
3.5. Subaerial alluvial boundary displacements from the late Neogene to the present day	32
4. Discussion	33
4.1. Evolution of the Andean Piedmont from the Oligocene to the present	33
4.2. Bedrock morphology and tectonic control of the architecture of the piedmont cover.....	34
4.3. Influence of the bedrock morphology on groundwater circulation.....	36
Conclusion of Chapter I	39

Abstract:

In the classical representation of piedmont, the sedimentary cover allows groundwater flow from the upper part of the piedmont (precipitation zone) to the basin floor downstream. However in piedmont areas, due to tectonics, the bedrock may be irregular and complex, thereby affecting the structure of the sedimentary cover and changing the geometry of aquiferous layers. The pattern of groundwater circulation is directly affected by these changes. Here we address the influence of the bedrock morphology, which is affected by faults in the piedmont, on both the architecture of the sedimentary cover and the present-day groundwater circulation (within the piedmont cover), using the Pampa del Tamarugal Central Depression, between 19.5°S and 20°S (Northern Chile) as an example. The direction of alluvial paleocurrent within the late-Cenozoic sedimentary cover and the morphology of the pre-Oligocene bedrock allowed us to characterize changes in the piedmont cover from the Oligocene to the present. Mapping the springs showed that the main outlets of the aquiferous layers are guided by paleovalleys and paleochannels caused by the irregular bedrock morphology. Bedrock highs obstructed the alluvial flows (sedimentary barriers) and currently act as impervious limits. The paleovalleys and paleochannels allowed the transport of terrigenous materials and currently act as preferential hydrogeological flow paths. The reconstitution of changes in the Andean Piedmont since the Oligocene and the characterization of the present-day groundwater circulation revealed the importance of the bedrock morphology in understanding both the architecture of the piedmont cover and groundwater flows.

Introduction

The term piedmont refers to the transitional landform between a mountain range (abrupt break in a slope limited by the piedmont junction, PJ) and the basin floor (Johnson, 1932; Cooke, 1970; and Dohrenwend and Parsons, 2009). Complex interplays between geomorphologic processes including erosion, transport and sedimentation (Figure I.1) determine both the initiation and subsequent changes in the alluvial cover above the bedrock in the piedmont (Orton and Reading, 1993; Collinson, 1996). The upstream boundary of the alluvial cover, often referred to as the subaerial alluvial boundary (SAB), is a “gradational, discontinuous and highly irregular” transition between the exposed bedrock and the veneer alluvial deposits (Sharp, 1957; Tuan, 1959; Dohrenwend *et al.*, 1986). A typical piedmont representation shows a continuous alluvial cover from the SAB to the downstream deposits in the basin floor (Figure I.1). The alluvial cover allows groundwater to flow from the upstream part of the piedmont (precipitation zone) to the downstream basin floor, where the regional aquifer is generally located. Hydrogeological studies generally focus on groundwater recharge processes at the piedmont junction and SAB (i.e. mountain front recharge) or at the basin floor in the alluvial fans (e.g. Simmers *et al.*, 1997; Scanlon *et al.*, 1999; Wilson and Guan, 2004; Massuel *et al.*, 2006; Scanlon *et al.*, 2006). However, groundwater circulation at the piedmont scale has been poorly studied.

Lithology, tectonic and climate control the primary and secondary sedimentary processes and hence the architecture of the piedmont cover (Miall, 1978, 1985; Beaty, 1990; Fraser and DeCelles, 1992; Collinson, 1996; Gutierrez, 2005; Blair and McPherson, 2009; Dohrenwend and Parsons, 2009). All these controls interact and constantly reshape the structure of the piedmont cover over geological time, making it difficult to predict the spatial distribution of the alluvial cover. Although there has been considerable discussion of lithological, tectonic and climate controls, the impact of the bedrock morphology on the sedimentary flows has rarely been studied, except for foreland basins that are studied with basin-scale aims (Heller *et al.*, 1988; Decelles and Giles, 1996; Decelles and Horton, 2003; Strecker *et al.*, 2012). Due to tectonic faults and folds in piedmont areas, the bedrock morphology can be irregular and complex and affect the organization of sedimentary flows in the piedmont cover and hence the pattern of groundwater circulation in the piedmont. In this case, the classical representation of the alluvial cover in piedmont area (Figure I.1) no longer applies.

The purpose of this study was to assess the impact of bedrock morphology and tectonic features on the architecture of the piedmont cover and the present day groundwater circulation, by analyzing: (i) changes in the spatial distribution of the sedimentary cover as well as the succession of the incision and deposition stages over time, and (ii) the directions taken by the present day groundwater circulation, and its relation with the architecture of the alluvial cover. The study also aimed to improve our understanding of the Andean Piedmont, between 19.5°S and 20°S (Northern Chile), an appropriate area to achieve our objectives.

This study is divided into four parts: Section describes the study area. Section 2 presents the methods used to identify the bedrock morphology and the tectonic controls over the organization of the alluvial cover. Section 3 describes the bedrock morphology and its relation with the tectonic features, and the geomorphological and geological properties of the different layers. Section 4 analyzes the influences of the bedrock morphology and tectonic features on changes in the piedmont cover in the late Cenozoic, and discusses its consequences for both the architecture of the piedmont cover and groundwater circulation.

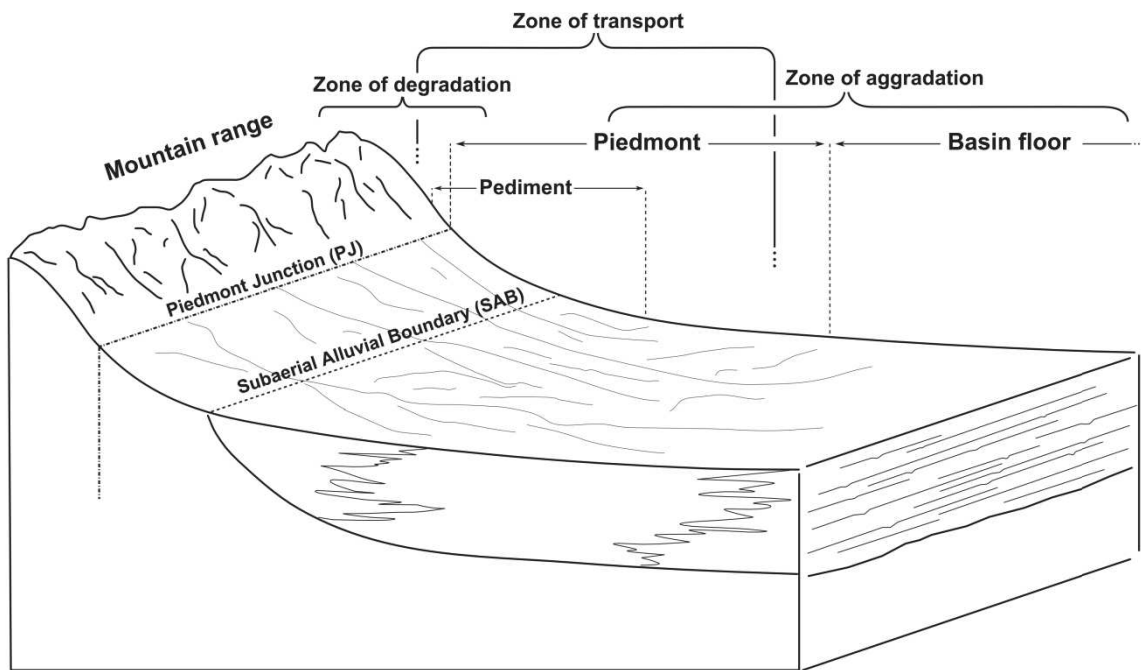


Figure I. 1 : Typical piedmont representation (modified after Dohrenwend and Parsons, 2009). The SAB and PJ can be combined and shaped by an active fault.

1. Study area and geological settings

1.1. Location and morphostructural features

The study area is located in the Andean Piedmont, between 19.5°S and 20°S (Northern Chile), in a sedimentary basin named the Pampa del Tamarugal Central Depression, which is the northern extension of Atacama Desert (Figure 1.2). The area has a hyper-arid climate with average annual precipitation of less than 10 mm.yr⁻¹ below 2 000 m above the sea level (a.s.l.) (Lictevout *et al.*, 2013). The hydrographic network mainly consists of deep valleys and canyons (named *quebradas*) that incise the piedmont surface from the eastern high reliefs (Precordillera and Western Cordillera) down to the basin floor. The PJ corresponds to the western flank of the Precordillera (≈ 3 500 m a.s.l.) and the Coastal Cordillera (≈ 1 100 m a.s.l.) disconnects the Pacific Ocean from the Central Depression.

The Central Depression is a consequence of forearc movements caused by the Nazca Plate subduction and is considered as a Cenozoic sedimentary basin, filled by non-marine siliciclastic deposits and pyroclastic flows (Vatin-Pérignon, 1982; Sebrier *et al.*, 1988; Lamb *et al.*, 1997; Pinto *et al.*, 2004; Farias *et al.*, 2005; Hoke *et al.*, 2007; Nester, 2008; Jordan *et al.*, 2010; Hartley and Evenstar, 2010; Jordan *et al.*, 2014; Armijo *et al.*, 2015). On the western side, the north trending extensional Atacama Fault System separates the Central Depression from the Coastal Cordillera (Lamb *et al.*, 1997; Charrier *et al.*, 2007). On the eastern side, the Precordillera consists mainly of Neogene and younger stratovolcanoes (Aguirre, 1985). Relief in the last 10 Ma (Victor *et al.*, 2004, Farias *et al.*, 2005; Hoke *et al.*, 2007; Schildgen *et al.*, 2009) is the consequence of a monocline defined as a “westward tilt of forearc basin strata” (Jordan *et al.*, 2010). The west-vergent contractional structures in the monocline generated the west-vergent thrust system (WTS), characterized by N-S to NNW-SSE trends along the western side of the Precordillera, which affect the late Cenozoic cover (Garcia, 1996; Muñoz and Charrier, 1996; Muñoz and Sepulveda, 1992; Pinto *et al.*, 2004; Victor *et al.*, 2004; Farias *et al.*, 2005; Armijo *et al.*, 2015).

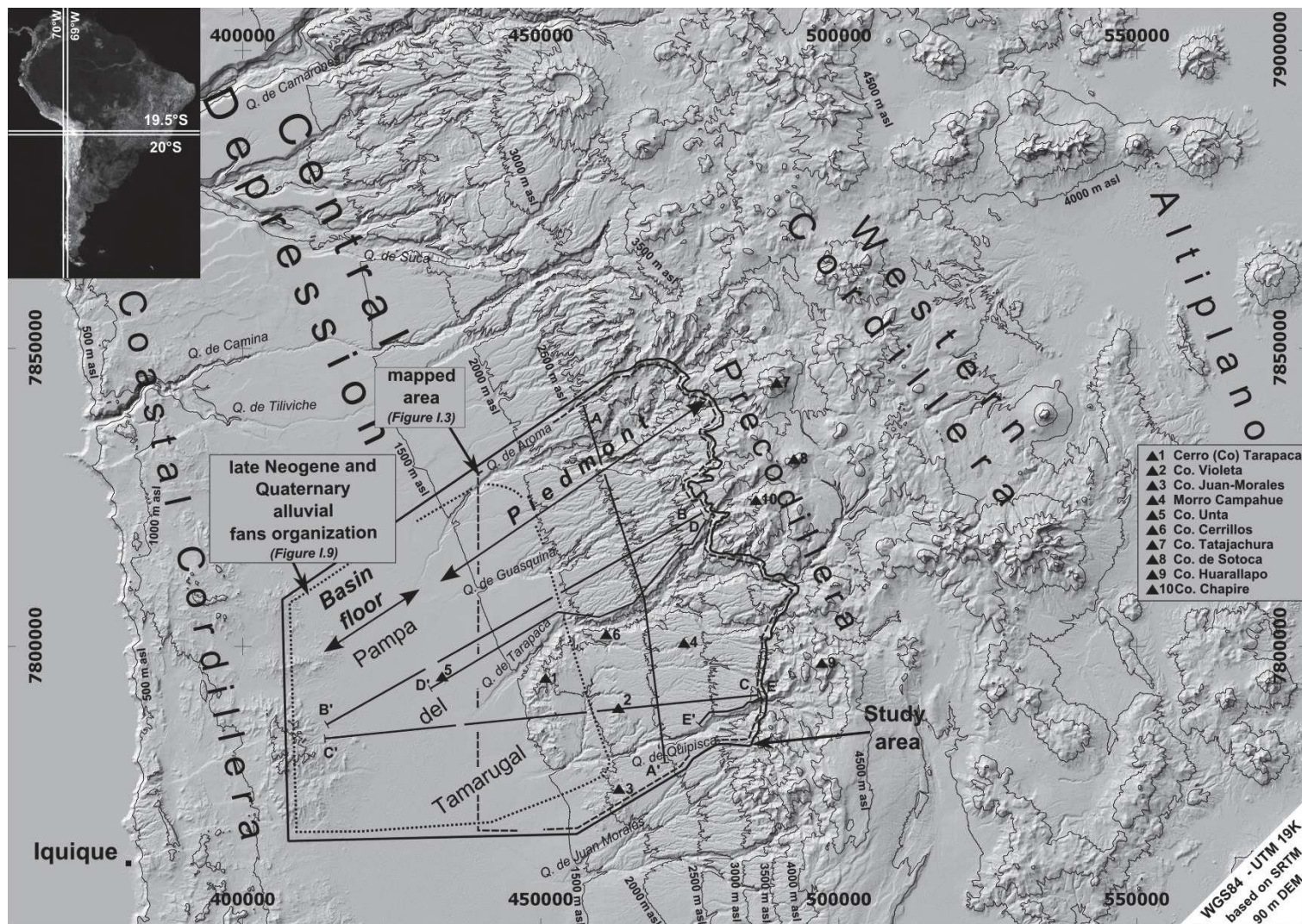


Figure I. 2 : Location of the study area (Northern Chile between 19.5°S and 20°S) in the Pampa del Tamarugal Central Depression (piedmont and basin floor).

1.2. Lithology of the Pampa del Tamarugal Central Depression

The Central Depression has accumulated a 1 500 m thick layer of late Cenozoic continental clastic and pyroclastic deposits above the regional Choja Pediplain surface erosion (Galli, 1967; Armijo *et al.*, 2015). In the study area, the late Cenozoic series overlies the bedrock, and is referred to as “substratum” by Farias *et al.* (2005). This bedrock comprises pre-Oligocene consolidated sedimentary, metamorphic and plutonic rocks with complex structures (thrust, overlap, intrusion, etc.) mainly induced by tectonic activity from the Paleozoic to the Oligocene (Harambour Palma, 1990). The late Cenozoic cover, named Altos de Pica Formation (Galli, 1957, 1967; Galli and Dingman, 1962), is composed of various late Cenozoic series, which has led to some terminological complexities. In order to simplify the study of the piedmont cover at regional scale, these different geological series can be correlated to define an appropriate classification (Hartley and Evenstar, 2010). Here, we use the classification (from the base to the top): Azapa formation, Oxaya formation, El Diablo formation used by Jordan *et al.* (2010) and more recently by Armijo *et al.* (2015). The late Neogene and Quaternary deposits are named the Post Altos de Pica Formation.

1.2.1. The Azapa formation

The Azapa formation of Oligocene to early Miocene age started at 34 Ma (Salas *et al.*, 1966; Parraguez, 1998 and Garcia, 2002). It overlies the bedrock with a major unconformity dated between 38 Ma and 30 Ma (Hartley and Evenstar, 2010). The sequence (up to hundreds meters thick) is composed of polymictic conglomerates, breccias and sandstones resulting from the erosion of bedrock highs indicating the onset of the Western Cordillera and the uplift of the Altiplano system (Dingman and Galli, 1965; Mortimer and Saric, 1975; Naranjo and Paskoff, 1985; Victor *et al.*, 2004; Farias *et al.*, 2005). The Azapa formation fills the bedrock paleovalleys and tends to minimize irregularities in the bedrock relief (Galli, 1967; Farias *et al.* 2005, Hartley and Evenstar, 2010; Jordan and al., 2010), which can be seen at the contact interface between the bedrock and the late Cenozoic series in the Quebrada de Aroma (Farias *et al.* 2005).

1.2.2. The Oxaya formation

The early Miocene Oxaya formation was formed during the high eastern volcanic activity between 20 and 16 Ma (Galli and Dingman, 1962; Montecinos, 1963; Muñoz and Sepulveda, 1992; Garcia, 1996; Farias *et al.*, 2005; Hartley and Evenstar, 2010). Two main deposits comprise the formation: i) welded ash tuffs, termed ignimbrites, which result from pyroclastic flows; and ii) alluvial layers that are interbedded within the ignimbrite layers. The alluvial layers are composed of polymictic conglomerates, sandstones and siltstones deposited during volcanic quiescences. The Oxaya formation can reach a thickness of several hundred meters, and is almost 500 m thick in the Quebrada de Aroma (Farias *et al.*, 2005; Muñoz Tolorza, 2007; Jordan *et al.*, 2010; Hartley and Evenstar, 2010).

1.2.3. El Diablo formation

The El Diablo formation formed between 16 Ma and 9 Ma (middle Miocene) as the result of large coalescing braided alluvial fans. It was largely formed of the reworked sediments from the eastern high reliefs (Tobar *et al.*, 1968; Naranjo and Paskoff, 1985; Muñoz and Sepulveda, 1992; Parraguez, 1998; Garcia, 2002; Pinto *et al.*, 2004). The main facies of the formation can be described as matrix and clast supported gravels, immature sandstones and rare evaporites from paleo-lacustrine areas. Farias *et al.* (2005) and Muñoz Tolorza (2007) provided a detailed description of the El Diablo formation in the Quebrada de Aroma and the Quebrada de Tarapaca, respectively. These authors showed that the sedimentary processes that occurred during the arid and hyper-arid middle Miocene, may have formed the broad piedmont surface (e.g. Hartley *et al.*, 2005; Rech *et al.*, 2009; Armijo *et al.*, 2015). The formation can reach a thickness of 500 m (Farias *et al.*, 2005; Hartley and Evenstar, 2010; Jordan *et al.*, 2010).

1.2.4. Late Neogene and Quaternary deposits

The Post Altos de Pica Formation can be described as Plio-Pleistocene and Holocene braided alluvial fans and lacustrine deposits (Hartley and Evenstar, 2010). During the late Neogene and Quaternary, forearc “Plio-Pleistocene Kinematics” (Lamb *et al.*, 1997) led to both uplift of the Precordillera and deepening of the Pampa del Tamarugal basin through a monocline westward rotation of the forearc basin. Movements have been identified during the Pliocene, 5.3 Ma ago (Jordan *et al.*, 2010), during the Pleistocene, 3 Ma ago (Hartley and Evenstar, 2010) and during the Holocene (Farias *et al.*, 2005). These movements caused incision of the monocline surface, leading to the formation of canyons (also referred to as Quebradas in this study). The incision led to the deposition of alluvial fans on the downstream basin floor (Lamb *et al.*, 1997; Jordan *et al.*, 2014). On the western side of the Precordillera, the Neogene lavas overlay the El Diablo formation (Wörner *et al.*, 2000; Farias *et al.*, 2005).

The arid climate during the Cenozoic (Hartley *et al.*, 2005; Rech *et al.*, 2009; Gayo *et al.*, 2012; Kirk-Lawlor *et al.*, 2013; Jordan *et al.*, 2014; Armijo *et al.*, 2015) protected the piedmont surface from degradation (the processes involved are explained in Gutierrez (2005) and Dohrenwend and Parsons (2009)). The vertical relief generated by secondary sedimentary processes is less than 10 m (Nishiizumi *et al.*, 2005; Kober *et al.*, 2006; Evenstar *et al.*, 2009).

2. Methodology

2.1. Analysis of late Cenozoic layers

Based on the geological and structural information provided by SERNAGEOMIN (2003), Farias *et al.*, (2005), Muñoz Tolorza, (2007) and Blanco *et al.*, (2012), we studied the piedmont cover with a specific focus on the late Cenozoic alluvial layers. In the eastern part of the piedmont area, field surveys conducted from April to August 2014 and analysis of Google Earth satellite images provided a complementary analysis of the late Cenozoic cover. The result was a detailed geological map of the late Cenozoic layers above the pre-Oligocene bedrock (Figure I.3). The tectonic features, taken from Muñoz and Charrier (1996), Farias *et al.* (2005), Muñoz Tolorza (2007), Jordan *et al.* (2010) and Blanco *et al.* (2012), the satellite images and the elevation analysis (from SRTM-90 m), were incorporated to complete the map (Figure I.3). Based on this map, on stratigraphic logs (Farias *et al.*, 2005), and on interpretations of the seismic profile (Jordan *et al.*, 2010), five cross-sections were realized to highlight the spatial complexity of the piedmont cover above the irregular bedrock (Figures I.2 and I.4).

Late Neogene and Quaternary alluvial fans were surveyed in the lower part of the piedmont and on the basin floor (Figure I.2) to identify the structure of the alluvial deposits. This characterization was based on both (i) the analysis of channel surface flow directions (from analyses of satellite images subsequently checked in the field) and (ii) from elevation surveys (SRTM-90 m).

2.2. Assessment of alluvial paleocurrent directions in the late Cenozoic series

In order to assess the architecture of the piedmont cover above the bedrock, we first needed to characterize the development of the late Cenozoic alluvial series. To this end, the paleocurrent directions of the late Cenozoic alluvial cover were identified at different scales in the piedmont. Based on bounding surfaces, we analyzed the paleocurrent directions at three main scales (Figure I.5a).

2.2.1. At the paleovalley scale

Based on geological analyses, e.g. the geologic map (see Figure I.3) and the cross-sections (Figure I.4), the 6th order bounding surfaces (Miall, 1988) corresponding to paleovalley borders can be identified (Figure I.5a). The paleovalleys are either limited by the bedrock highs (forming paleovalley borders) or contained in a broad depression within the late Cenozoic series. The paleovalley borders restrict the alluvial flow directions, depending on the orientation of the paleovalley that defines the main direction of the paleocurrent.



Figure I. 4 : Geological cross-sections of the late Cenozoic cover. The respective profiles are shown in Figure I.2 and were realized on the basis of the geological map (Figure I.3) and former studies (SERNAGEOMIN, 2003; Farias et al., 2005; Muñoz Tolorza, 2007 and Jordan et al., 2010 and Blanco et al., 2012).

2.2.2. At the Intermediate channel scale

Inferring paleocurrent directions based on the analysis of sedimentary features may lead to some errors, especially when the outcrop quality is poor. Nevertheless, where the channel bounding surfaces (5th order; Miall, 1988) are well identified, the main paleochannel flow direction can also be identified. The channel bounding surfaces continue in the direction of the main alluvial flow (i.e. along the longitudinal axis of the channel) and are interrupted along the transverse axis (Figure I.5a).

2.2.3. At the intermediate and smallest channel scale

At the scale of the outcrop, analysis of the bounding surfaces (1st to 5th order; Miall, 1988) and the distribution of the clast makes it possible to identify the intermediate and smallest channels along with their respective paleocurrent direction. Due to the tortuosity of the braided channels, which form the main component of the late Cenozoic alluvial series, each channel may display different paleocurrent directions (Figure I.5a). We assumed that the major alluvial flow direction of these braided channels corresponds to the orientation of the main paleovalley in which the channels were formed (Figure I.5a). A total of 175 measurements of the direction of the current of the braided channels were made using available satellite images of the valleys today and checks in the field (Figures I.5b and I.5c) confirmed this assumption. Indeed, 36.6% of the alluvial flow directions correspond to the orientation of the valley and 85.7% to the orientation of the valley with a deviation of $\pm 30^\circ$ (Figures I.5b and I.5c). These valleys were defined by (i) a main alluvial flow direction (reference orientation) and (ii) several braided channels with different flow orientations (angle = $\pm x^\circ$) with respect to the orientation of the main valley.

The multi-scale analysis was applied to our study area to assess the paleocurrent directions of the alluvial cover, and to further infer the formation of the piedmont cover above the bedrock. The paleocurrent analysis of the Azapa formation was mainly performed by identifying the paleovalley borders (6th order bounding surfaces; Miall, 1988). The paleocurrent directions in the alluvial deposits of the Oxaya formation were assessed using the methods mentioned in points (b) and (c). In the Quebrada de Guasquina, we made 162 measurements of paleocurrent directions within the interbedded alluvial layers (Oxaya formation), along a 10 km section inside the valley (Figure I.7a). The main directions of the alluvial flow deposits of the El Diablo formation were identified by analyzing the paleovalley borders (i.e. 6th order bounding surfaces; Miall, 1988) and further checked on the basis of local sedimentary features.

2.3. Characterization of the present-day groundwater circulation

The springs located on the canyon flanks correspond to the outflows of the main aquiferous layers of the piedmont cover. Hydrogeological knowledge of the spatial distribution of the springs is of great importance to better understand groundwater circulation at the piedmont scale. Based on analysis of satellite images, and checked in the field, the perennial springs in the study area (discharge ranging from a few liters per hour to

a few liters per second) were thus identified and georeferenced. The springs were mapped according to the geological contact of the outflow.

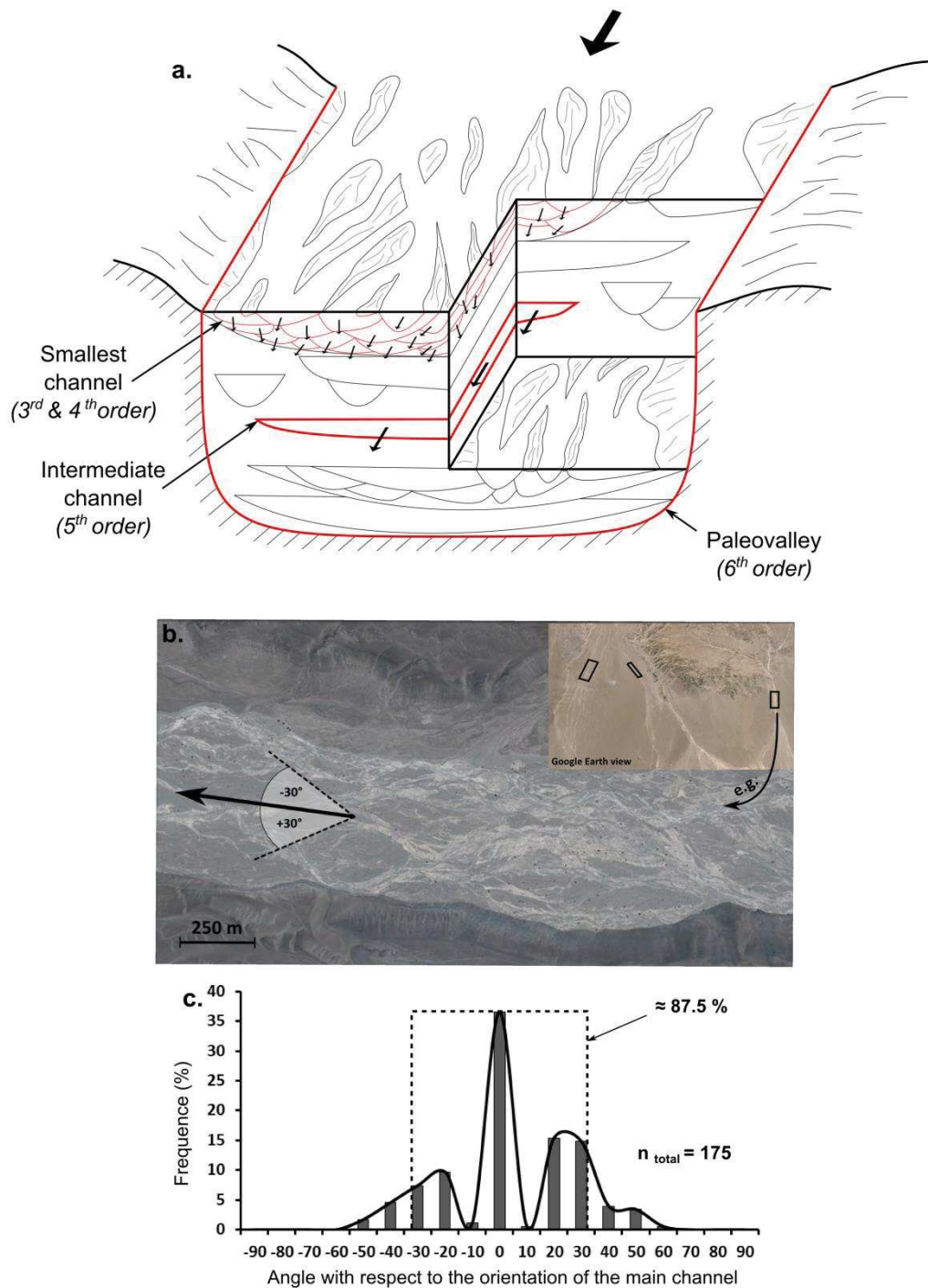


Figure I. 5 : Assessment of alluvial flow directions. **a** Bounding surfaces of channels and paleovalley and associated alluvial flow directions (after Miall, 1988). **b** Sampling locations and current braided channel flow directions in a broad current valley (Google Earth views). **c** Histogram of the alluvial flow orientations of current braided channels with respect to the main channel orientation (0°).

3. Results

The geomorphological and geological properties of the different layers, from the Azapa formation to the modern deposits, were analyzed to assess the influence of both the bedrock relief and the tectonic features on the architecture of the piedmont cover.

3.1. Campahue Flexure System (CFS) and impacts on the piedmont cover

The west-vergent thrust system (WTS) characterizes the piedmont deformation (Garcia, 1996; Muñoz and Charrier, 1996; Muñoz and Sepulveda, 1992; Pinto *et al.*, 2004; Victor *et al.*, 2004; Farias *et al.*, 2005; Armijo *et al.*, 2015). On the east eastern side of the Morro Campahue (Figure I.3), the WTS are expressed through the Choja Anticline (Muñoz Tolorza, 2007) as well as through several N-S tectonic features (Figure I.6). These features can be seen by observing (i) broad (a few hundred meters wide) sheared and depressed areas with crushed internal structure (Figures I.6a and I.6b), as well as (ii) the alignment of Quaternary basins (Figures I.6c and I.6d) shaped by uplift events. These events caused shifts in the hydrological profile with upstream accumulation of terrigenous materials and a downstream incision (knickpoint, e.g. Carretier *et al.*, 2006). Here, we use the term Campahue Flexure System (CFS) to name the tectonic features on the eastern side of the Morro Campahue (Figure I.3).

The spatial distribution of the late Cenozoic cover above the bedrock (Figure I.3 and cross-sections CC' and EE' in Figure I.4) highlights (i) an irregular relief associated with bedrock highs and tectonic features (CFS) as well as (ii) paleovalleys mainly filled by the Azapa formation (cross-section EE' in Figure I.4) and spatially limited by bedrock highs (i.e. paleovalley borders). The late Cenozoic cover and more particularly the alluvial deposits (Azapa formation and El Diablo formation) have undergone changes in thickness. The alluvial deposits (Azapa formation) considerably decrease in thickness where the bedrock relief is locally elevated and the El Diablo deposits completely disappear in the upper part of the piedmont (Figure I.3 and cross-sections CC' and EE' in Figure I.4). The CFS influences the irregular bedrock morphology that controlled the architecture of the late Cenozoic layers and triggered sedimentary processes such as the reworking of alluvial deposits (piedmont cover).

3.2. Irregular alluvial deposits during the Oligocene and the early Miocene

Between the Oligocene and the early Miocene, the erosion of bedrock highs produced large volumes of terrigenous materials that were deposited above the weathered and irregular bedrock (Galli, 1967; Armijo *et al.*, 2015). The distribution of Azapa formation deposits, originating from the Western Cordillera, appears to depend on the bedrock relief and tectonic features (Figures I.3 and I.4). The alluvial flows occurred within the “Laonzana paleovalley” and “Coscaya paleovalley”. The “Laonzana paleovalley” is limited to the west by the Cerro Tarapaca and the Cerro Violeta (Calacala flexure) and to the east by the Morro Campahue and the Aroma flexure. The “Coscaya paleovalley” is limited to the west by the

Morro Campahue and the Aroma flexure and to the east by the Western Cordillera. These paleovalleys enabled a main northwestward alluvial paleocurrent from both the upstream part of the piedmont and the Western Cordillera. The subhorizontal sedimentary features (mainly composed of well-rounded polymictic conglomerates and sandstones) and the absence of westward prograde sedimentary features invalidates the possibility of any westward flows. This was further corroborated by analysis of the clast imbrication, carried out at the village of Parca by Muñoz Tolorza (2007), which revealed a main northwestward paleocurrent direction.

Along these paleovalleys, the proximal erosion of the bedrock relief added a small proportion of breccias to the main braided alluvial deposits. The proportion of breccia is higher in some closed basins, for example in the basin between the Cerro Tarapaca and the Cerro Violeta.

In the northern part of the study area (current Quebrada de Aroma, see Figure I.3), the absence of bedrock highs enabled east-west continuity of the alluvial sequences (Farias *et al.*, 2005), which promotes westward paleocurrents from the Western Cordillera. This is in agreement with the typical alluvial flows directions of a piedmont area.

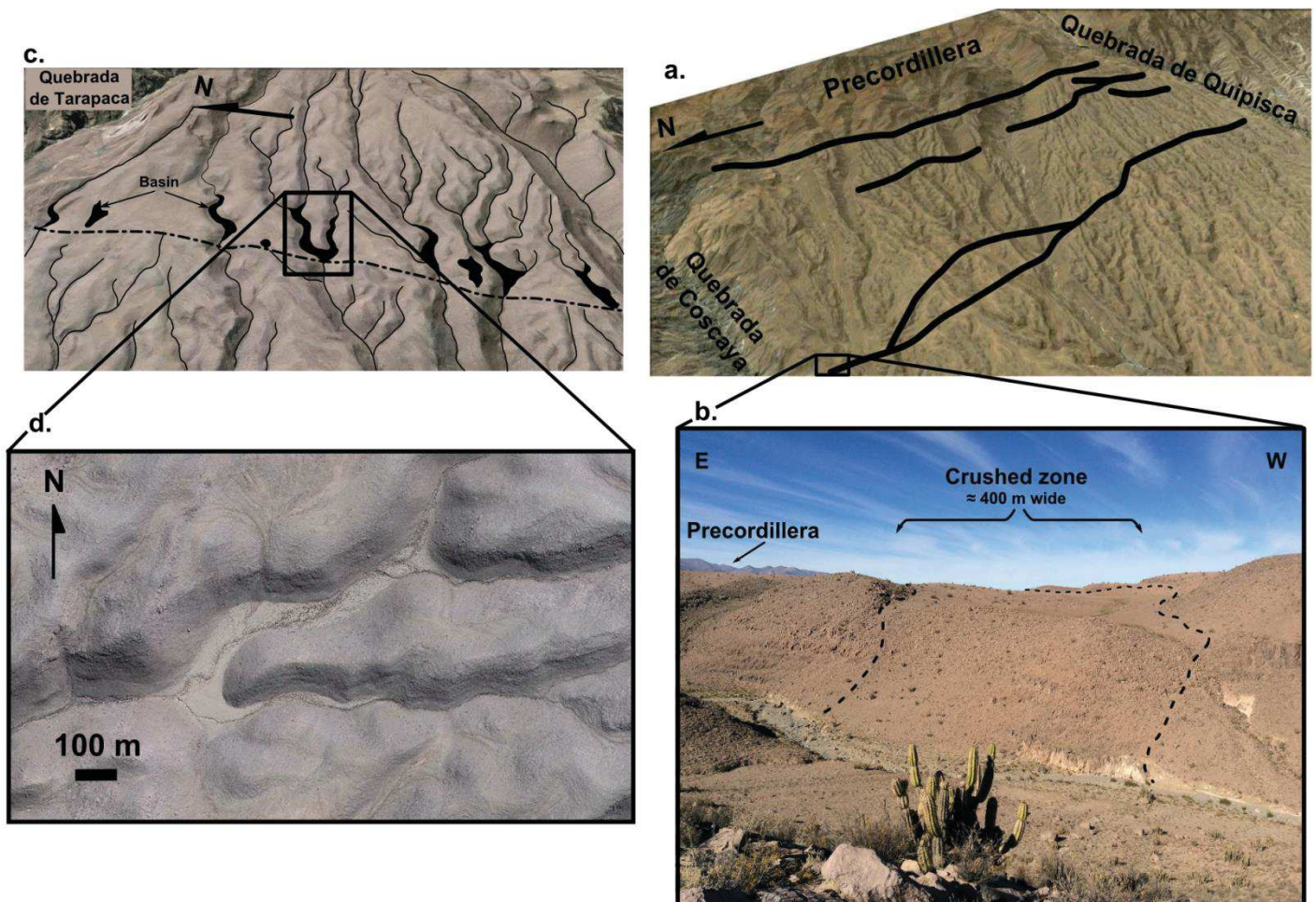


Figure I. 6 : Tectonic lineaments and Campahue Flexures System (CFS) in the upper part of the piedmont. **a** Tectonic lineaments between the Quebrada de Quipisca and the Quebrada de Coscaya (Google Earth views). **b** Crushed zone in ignimbrite outcrops (Oxaya formation). **c** Tectonic lineament and induced Quaternary alluvial basins between the Quebrada de Coscaya and the Quebrada de Tarapaca. **d** Quaternary alluvial basin and knickpoint.

3.3. Northwestward and westward alluvial paleocurrents during the early Miocene

During the early Miocene, significant volcanic activity produced pyroclastic flows (ignimbrite sequences), which overlaid (with a partial topographic accommodation) both Azapa formation and partially overlaid the bedrock relief. The ignimbrite sequences followed the relief and smoothed the smallest topographic variations rather than the main topographic highs (Cas and Wright, 1987). The topographic depression forms (e.g. paleovalleys) were partially preserved and acted as alluvial flow paths during the early Miocene. During volcanic quiescence, alluvial veneers were deposited above subjacent ignimbrite sequences, which allowed us to identify the bounding surfaces of paleochannels and hence the paleocurrent directions.

On the eastern side of both Cerro Tarapaca and Cerro Violeta (cross-sections AA' and CC' in Figure I.4), the ignimbrite sequences are not as thick as in the northern part and the interbedded alluvial deposits are absent, unlike in the northern part where the interbedded alluvial deposits are thick (a few meters thick according to Farias *et al.*, 2005). In the southern part, the raised bedrock controlled the thickness of ignimbrite sequences and promoted erosion and transport. The difference in elevation between the southern and northern part (cross-section AA' in Figure I.4) was caused a hydrological gradient, and takes the form of a broad alluvial flow path, the "Guasquina paleovalley". The bedrock highs, including the Morro Campahue, the Cerro Cerrillos and the Cerro Tarapaca (Figures I.3 and I.4), formed the southern border of this paleovalley. At this border, the east-west alluvial continuity of the alluvial interbedded layers (one meter thick, Muñoz Tolorza, 2007) suggests a local east-west paleocurrent direction. In the present-day Quebrada de Guasquina (Figure 7a), the statistical analysis of alluvial flow directions of numerous multistorey and multilateral channels (Figures I.7b and I.7c) revealed a general paleocurrent between 110°E and 150°E (Figure I.7d). The east-west discontinuities between each channel along the east-west canyon axis, are in agreement with a general northwestward paleocurrent. The Calacala flexure (Farias *et al.*, 2005; Muñoz Tolorza, 2007) probably acted as a boundary that controlled the paleocurrents towards the northwest. The paleochannels are composed of polymictic conglomerates and gravelly sandstones in agreement with the arid Miocene climate (Hartley *et al.*, 2005; Rech *et al.*, 2009; Gayo *et al.*, 2012; Kirk-Lawlor *et al.*, 2013; Jordan *et al.*, 2014; Armijo *et al.*, 2015). In response to both extreme rainfall events and tectonic movements in the upstream part of the catchment, the rocks exposed to weathering and gravitational forces were reworked and transported in this paleovalley. Underlying these coarse sediments, the bottom of the Quebrada de Guasquina is composed of broad (hundreds of meters) multi storey and multilateral sandbodies, which are characterized by troughs and planar cross-beddings (Figure I.7e). The structure of these sandbodies revealed a main northwestward paleocurrent that occurred in a braid plain during a wetter period, which would be needed to support the surface flows Allen, 1983; Miall, 1985; Godin, 1991; Nemec, 1992; Collinson, 1996).

In the northern part of the study area (current Quebrada de Aroma, see Figure I.3), the many interbedded alluvial layers (tens of meters thick) are continuous along an east-west axis (Farias *et al.*, 2005) and the kilometer wide channels (Figure I.8a) highlight paleocurrents to the west-southwest. In this broad paleovalley, named “Aroma paleovalley”, the early Miocene paleocurrent directions were controlled by the topographic gradient from the Western Cordillera (eastern high relief) toward the floor of the western basin. The absence of bedrock highs in this part of the piedmont allowed typical alluvial flows from the mountain range toward the basin floor. Nevertheless, close to tectonic structures, such as the Calacala Flexure described by Farias *et al.* (2005), the organization of the alluvial materials is evidence for syntectonic activity processes (Figure I.8b).

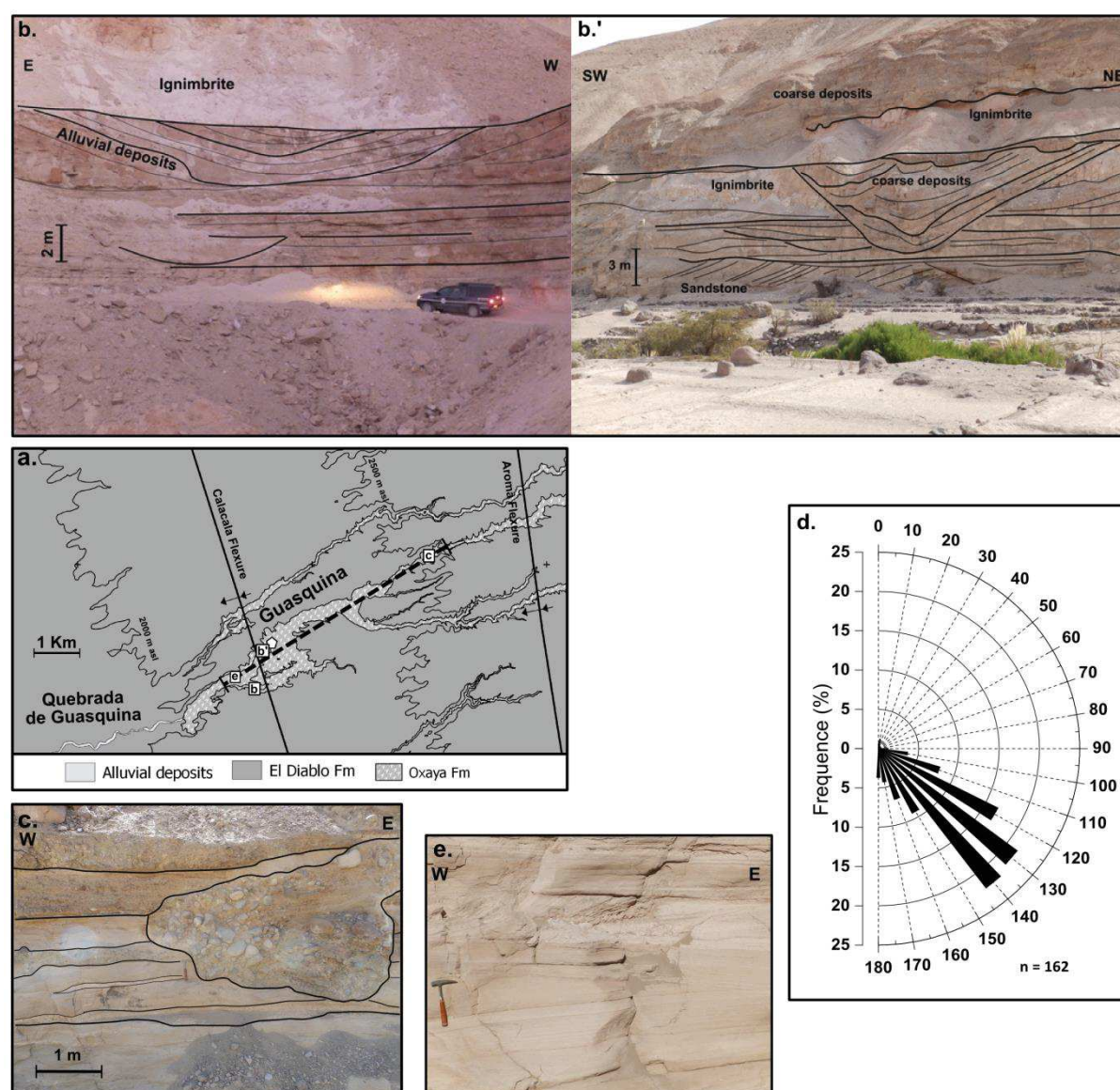


Figure I. 7 : Paleochannels and paleocurrent directions in interbedded alluvial layers of the Oxaya formation in the Quebrada de Guasquina. **a** Location of measurements of paleochannel direction (along the dashed line). **b** and **c** Paleochannels in interbedded alluvial layers of the Oxaya formation. **d** Rose diagram of paleocurrent directions (°east) in the Oxaya formation. **e** Sandbodies in the bottom of the Quebrada de Guasquina (Oxaya formation).

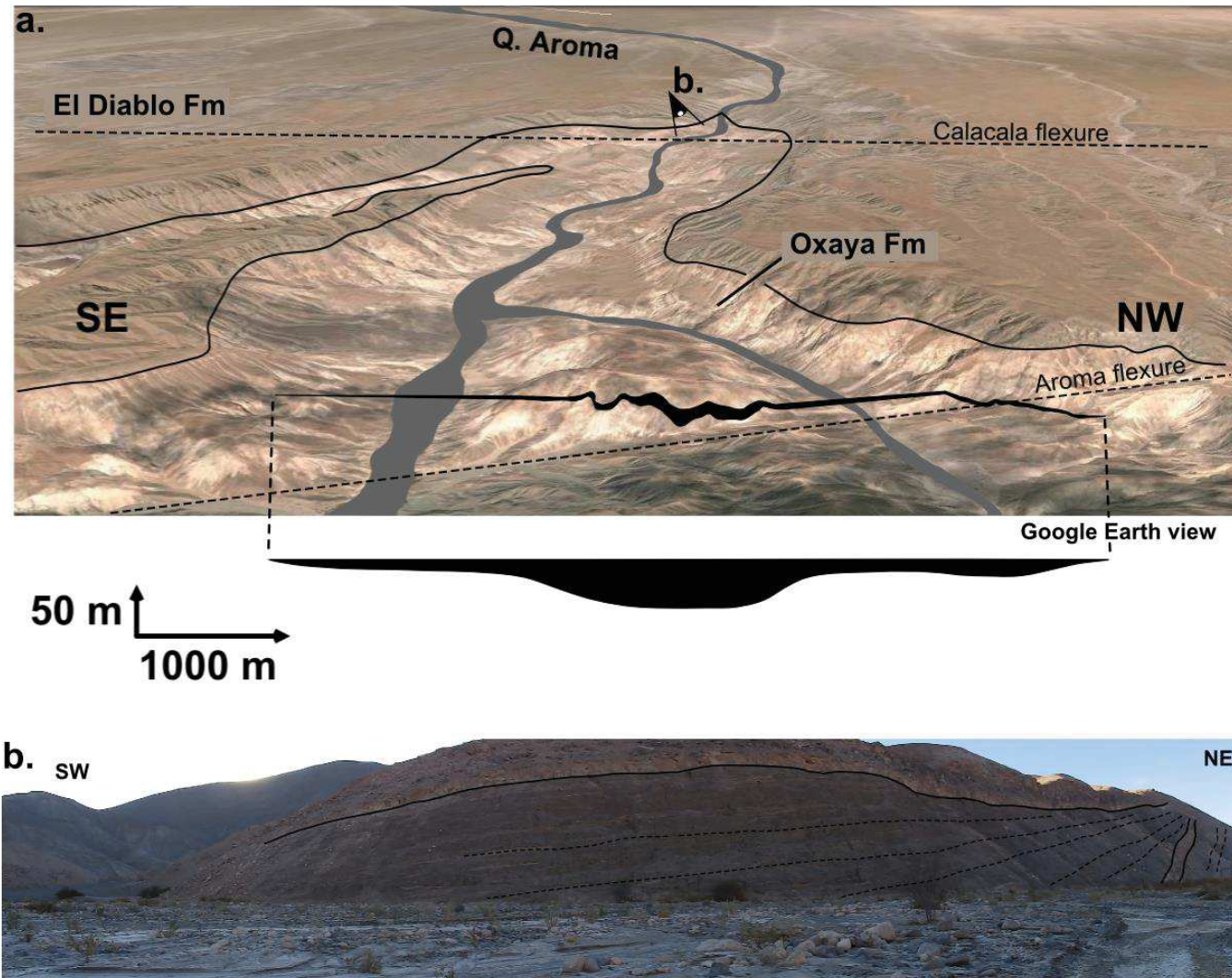


Figure I. 8 : Interbedded alluvial layers of the Oxaya formation in the Quebrada de Aroma. **a** Transversal view of a broad paleochannel in the upstream part of the Quebrada de Aroma. **b** Syntectonic sedimentary features at the downstream of the Calacala flexure.

3.4. Continuous westward alluvial deposits and sedimentary barriers during the late Miocene

Between the middle and the late Miocene, the development of high reliefs in the Western Cordillera resulted in both significant erosion and broad coalescent braided alluvial fans on the piedmont surface (Tobar *et al.*, 1968; Naranjo and Paskoff, 1985; Muñoz and Sepulveda, 1992; Parraguez, 1998; Garcia, 2002; Pinto *et al.*, 2004; Farias *et al.*, 2005; Hartley and Evenstar, 2010; Jordan *et al.*, 2010). The El Diablo formation covered almost the whole surface of the piedmont. In the upper part of the piedmont, between the Quebradas de Tarapaca and Quispisca (Figure I.3) the amount of alluvial deposits gradually decreases eastward and completely disappears close to the piedmont junction (Figure I.3 and cross-sections CC' and EE' in Figure I.4).

These alluvial flow deposits originating from the Western Cordillera were partially reworked by the monocline movements, such as CFS activity (Figure I.6 and Section 3.1). These movements led to the removal of the alluvial deposits from the piedmont surface, especially those close to the piedmont junction (downward shift or entrenchment processes). The area between the Cerro Tarapaca and the Cerro Violeta (Figure I.3 and cross-section CC' in Figure I.4) is devoid of Miocene alluvial deposits. Due to the bedrock high (Cerro Violeta), which acted as a barrier to the alluvial flows, this area corresponded to a closed basin that was disconnected from terrigenous deposition at that time.

Between the middle and late-Miocene, the piedmont compartment on the eastern side of Cerro Tarapaca and Cerro Violeta was uplifted (Muñoz Tolorza, 2007). In this area, geological mapping revealed a network of paleocanyons, named “Quispisca paleocanyons” that are now filled by the El Diablo deposits (width of up to 1 km and a depth of 100 m; see Figure I.3 and the right part of the cross-section AA' in Figure I.4). The uplifted area caused an increase in the topographic gradient and led to the incision of subjacent rocks (bedrock, Azapa and Oxaya formation) that created these paleocanyons. The identification of 6th order bounding surfaces (i.e. the paleocanyons borders; Miall, 1988) allowed us to identify the drainage axis of the paleocanyons and the main westward paleocurrent direction. Despite the fact that the Cerro Tarapaca and Juan Morales acted as sedimentary barriers (obstructing alluvial flows from the Western Cordillera), a topographic low located between the Cerro Tarapaca and the Cerro Juan Morales enabled the reworked sediments to drain toward the basin floor. These alluvial flows passed through this topographic low as indicated by the infilling further downstream. The concave downward form of the elevation profile (Figure I.9d), where the current Quebrada de Quispisca is located, and the divergence of the channel directions at the surface of El Diablo deposits (Figure I.9a), suggest the presence of a significant paleo-alluvial fan.

The west flank of the Cerro Tarapaca and the Cerro Juan Morales were probably shaped by a tectonic structure, which is still the subject of debate among several authors (Harambour Palma, 1990; Muñoz Tolorza, 2007; Blanco *et al.*, 2012). A topographic depression zone is present in the downstream part of the Cerro Tarapaca (Figure I.9d). This topographic depression was created by the terrigenous depositional deficit due to the presence of a sedimentary barrier (Cerro Tarapaca and Juan Morales). The presence of this topographic depression affected the alluvial flow directions and hence the structure of the piedmont cover. In the northern part of the Cerro Tarapaca, despite the thinning of the El Diablo formation above the bedrock surface, the El Diablo formation is continuous and

displays prograde structures (i.e. paleo-alluvial fans) in the downstream part of the Cerro Tarapaca (Figure I.3 and cross-sections BB' and DD' in the Figure I.4; Muñoz Tolorza, 2007). On the flanks of the current Quebrada de Tarapaca, in the downstream part of the Cerro Tarapaca, a few longitudinal bars, multistorey and multilateral channels (Figure I.9c) enabled us to identify a gradual shift of paleocurrents from westwards to southwards. This shift is in agreement with the analysis of clast imbrication by Muñoz Tolorza (2007). These paleocurrents, which occurred in a paleovalley named "Tarapaca paleovalley", together with the discharge of alluvial flows from the "Quispisca paleocanyons" network enabled the filling of the topographic depression during the middle and the late Miocene. Then, in the vicinity of the bedrock highs (Cerro Tarapaca), erosion produced an accumulation of debris in the topographic depression downstream from Cerro Tarapaca (Figure I.9a).

On the other hand, the northern part of the study area (current Quebrada de Aroma, Figure I.3) is characterized by the lack of bedrock relief. Alluvial deposits overlay the ignimbrite sequences of the Oxaya formation, with no evidence for incision (cross-section AA' in Figure I.4). This allowed slow westward paleocurrents from the eastern erosional areas (Western Cordillera) toward the downstream basin floor (typical piedmont representation). Close to tectonic features, such as the Calacala flexure, the El Diablo deposits were organized and reworked and show evidence of syntectonic processes (Farias *et al.*, 2005).

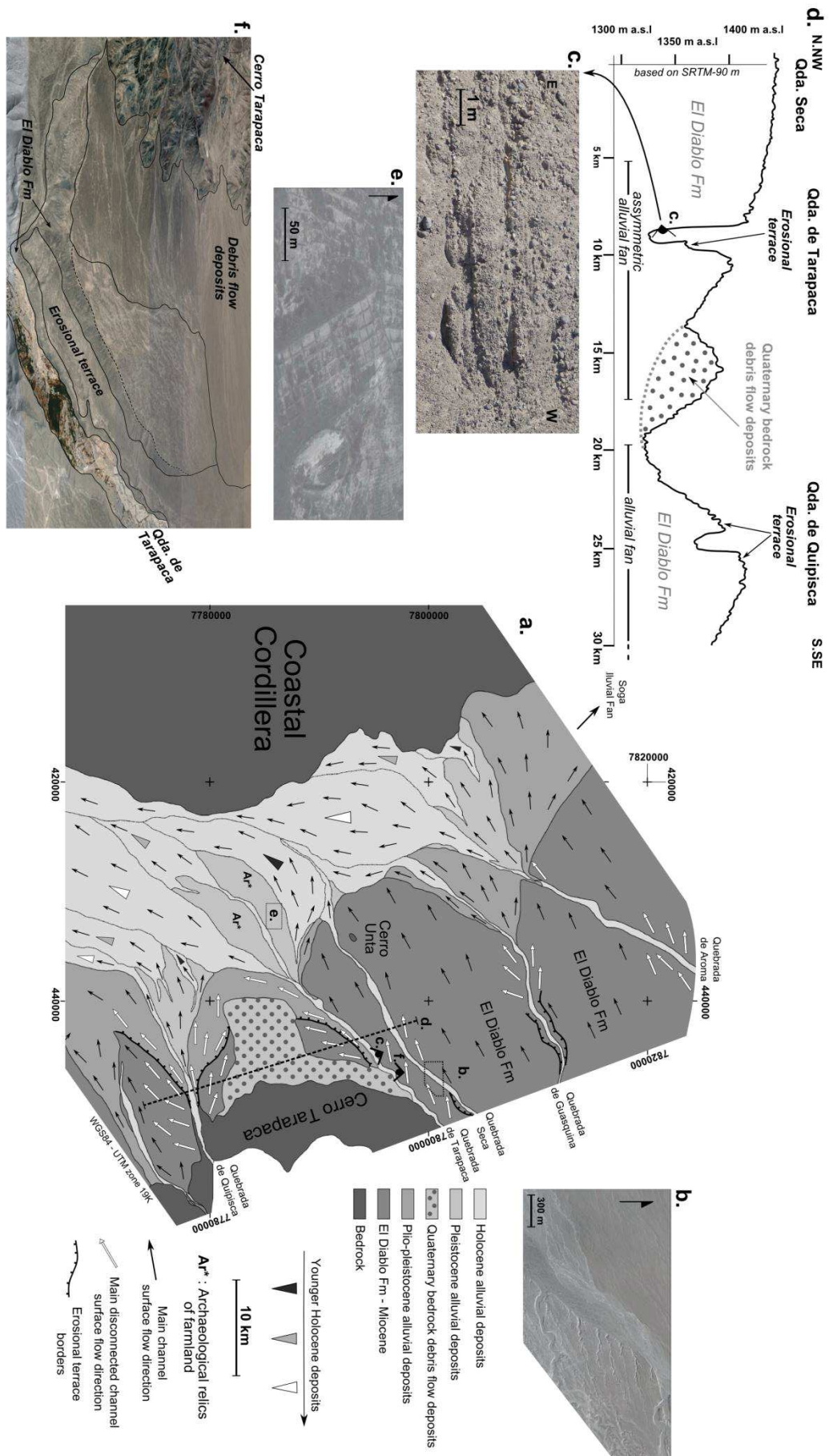


Figure I. 9 : Organization of late Neogene and Quaternary alluvial fans in the lower part of the piedmont and on the basin floor. **a** Architecture and surface flow directions of the late Neogene and Quaternary alluvial deposits. **b** Modern and older channels on the piedmont surface (Google Earth view). **c** Transversal view of multistorey and multilateral paleochannels in El Diablo formation. **d** Interpreted topographic profile downstream from the Cerro Tarapaca. **e** Archaeological relics of farmland on the Pleistocene alluvial fans (Google Earth view). **f** Interpreted Google Earth view of the erosional terrace located in the lower part of the Quebrada de Tarapaca.

3.5. Subaerial alluvial boundary displacements from the late Neogene to the present day

Since the late Neogene, the monoclinical westward rotation of the forearc basin (Lamb *et al.*, 1997) has influenced the piedmont morphology (Jordan *et al.*, 2010). Through entrenchment processes (Cooke and Mason, 1973; Bull, 1977; Collinson, 1996; Dohrenwend and Parsons, 2009), the rotation of the monocline was responsible for the canyons (quebradas) created by incision of the piedmont surface. The early stages of the uplift can be seen on the surface of the piedmont on the west side of the Calacala flexure and downstream from the Cerro Tarapaca where many paleochannel directions (now disconnected from existing streams) diverge from the canyon axis (Figure I.9a). Similar observations were reported by Farias *et al.* (2005) in the Quebrada de Aroma. The late Neogene and Quaternary incisions formed erosional terraces in the canyon flanks (Figure I.9a and 9f). The following stages of the uplift caused a westward shift of the alluvial flows (entrenchment or downward shift processes). Due to these incisions, the erosional terraces located on the canyon flanks were abandoned (e.g. Figure I.9f). Under the arid and hyper-arid climate, the movement of water (caused by recurring floods) in the alluvial deposits created sequences of gypsum evaporation pans (Gayo *et al.*, 2012; Kirk-Lawlor *et al.*, 2013; Jordan *et al.*, 2014).

The erosion of the Andean Piedmont and Precordillera reliefs produced significant discharges of terrigenous materials that overlapped the Miocene deposits on the downstream basin floor. These deposits (alluvial fans) comprise the late Neogene and Quaternary alluvial units in the basin floor (Figure I.9a). These units display three main stages of monocline movements during the Plio Pleistocene, Pleistocene, and Holocene times, when the alluvial discharge was intensified by short-term climate changes (Jordan *et al.*, 2014). The successive southward abandonment of Holocene alluvial fans on the basin floor was caused by the south rotational shift of the Central Depression reported by Farias *et al.* (2005) who identified this process on the Quebrada de Aroma (Figure I.9a).

On the basin floor, archaeological relics of farmland (unknown period) obscure the natural alluvial forms (Figure I.9e). The evidence for agricultural activity suggests a larger water resource (i.e. stream discharge) due to a wetter climate at that time.

4. Discussion

4.1. Evolution of the Andean Piedmont from the Oligocene to the present

Based on the data and the results presented in the previous section, we propose a pattern for the development of the Andean Piedmont between 19.5°S and 20°S from the Oligocene to the present (Figure I.10).

Between the Oligocene and the early Miocene (Figure I.10a), bedrock morphology controlled the structure of the alluvial cover (Azapa formation) and fostered alluvial paleocurrent directions inside paleovalleys, such as the “Laonzana paleovalley” and the “Coscaya paleovalley”. These paleovalleys are limited by significant bedrock highs that are aligned with the WTS structures. The paleovalleys fostered northwestward paleocurrents and restricted the east-west extension of the alluvial cover in the piedmont. Locally, tectonic features such as the CFS (Campahue Flexures System) close to the Morro Campahue, triggered secondary sedimentary processes (reworking of alluvial deposits). The northern part of the study area is characterized by the lack of bedrock relief. In the absence of control of the alluvial flows by bedrock relief, the deposits highlight alluvial paleocurrents in a westward direction, in agreement with a typical piedmont representation (Figure I.1). At the junction between the terrigenous deposits coming from the south (“Cosacaya and Laonzana paleovalley”) and from the east (“Aroma zone”), the dominant bedload controlled the organization of the sediments.

During the early Miocene (Figure I.10b), the alluvial paleocurrents of the Oxaya formation were organized according to the variations in elevation caused by the subjacent topography. The subjacent morphology was formed by the bedrock relief, partially filled by the Azapa deposits, and by the ignimbrite sequences. Between the Cerro Violeta and the Western Cordillera, the topographic high and the tectonic activities (CFS) led to removal of all alluvial deposits through erosion and transport processes. In this area, the geomorphological context led to the absence of interbedded alluvial deposits between the ignimbrite sequences. Broad paleovalleys allowed the transport of terrigenous materials from the Western Cordillera toward the basin floor in various kilometer-wide channels. The “Guasquina paleovalley”, constrained by bedrock highs and tectonic features (Calacala flexure), fostered northwestward paleocurrents. Further north, in the “Aroma paleovalley”, the absence of bedrock relief caused west-southwestward paleocurrents, in agreement with the typical piedmont representation (Figure I.1). Due to the tectonic activity in the piedmont, the fault movements (e.g. Calacala flexures) led to the formation of syntectonic sedimentary features.

During the middle and late Miocene, the erosion of the Western Cordillera led to broad coalescing braided alluvial fans on the piedmont surface (Figure I.10c). The distribution of the alluvial flows (El Diablo formation) along the piedmont surface depended on both the bedrock relief and tectonic events. The bedrock relief acted as barriers to sedimentation, obstructing alluvial flows from the Western Cordillera. These barriers resulted in a deposition deficit downstream, and increased the magnitude of the topographic depression. On the eastern side of Cerro Tarapaca, uplift movements caused the incision of the rocks underlying the El Diablo formation. These incisions created deep

canyons, such as the “Quipisca paleocanyons” network where the alluvial flows were controlled toward the west. In the downstream part of the Cerro Tarapaca and the Cerro Juan Morales, the topographic depression was filled by alluvial flow deposits coming from both the northern part of Cerro Tarapaca (via the “Tarapaca paleovalley”) and the topographic low located between the Cerro Tarapaca and Juan Morales. The topographic depression and the sedimentary filling are still visible in the landscape. Unlike the southern part of the study area, the northern part was characterized by the absence of bedrock relief, which led to the formation of a typical piedmont representation (Figure I.1) from the Western Cordillera toward the downstream basin floor.

During the late Neogene and the Holocene, the westward rotation stages of the monocline (forearc basin) caused incisions in the piedmont (the current quebradas), leading to significant alluvial flow discharges (i.e. alluvial fan units) in the present basin floor (Figure I.10d).

4.2. Bedrock morphology and tectonic control of the architecture of the piedmont cover

Due to erosion, transport and deposit processes, the formation of the piedmont cover tends to erase any irregularities in the initial relief. This often leads to a typical representation of the architecture of the sedimentary cover (Figure I.1) that masks the original complexity of the piedmont area deposits.

Based on the previous reconstitution of the Andean Piedmont, we propose a new geomorphological representation, highlighting the influence of bedrock morphology and tectonic features to complete the existing literature describing the controls and the structure of the sedimentary cover (e.g. Orton and Reading, 1993; Collinson, 1996; Dohrenwend and Parsons, 2009): from erosional areas, the terrigenous materials were transported through paleovalleys and paleochannels toward topographic depressions in the piedmont, where alluvial fans of significant size developed. Syntectonic sedimentary features are visible close to uplift block. The bedrock highs tend to obstruct the alluvial flows and act as sedimentary barriers. Downstream from kilometer scale bedrock highs, the deficit of terrigenous deposits amplifies the topographic depressions. The piedmont landscape and the architecture of the sedimentary cover depend on these geomorphological properties as well as on the tectonic, climatic and lithological controls throughout the piedmont area.

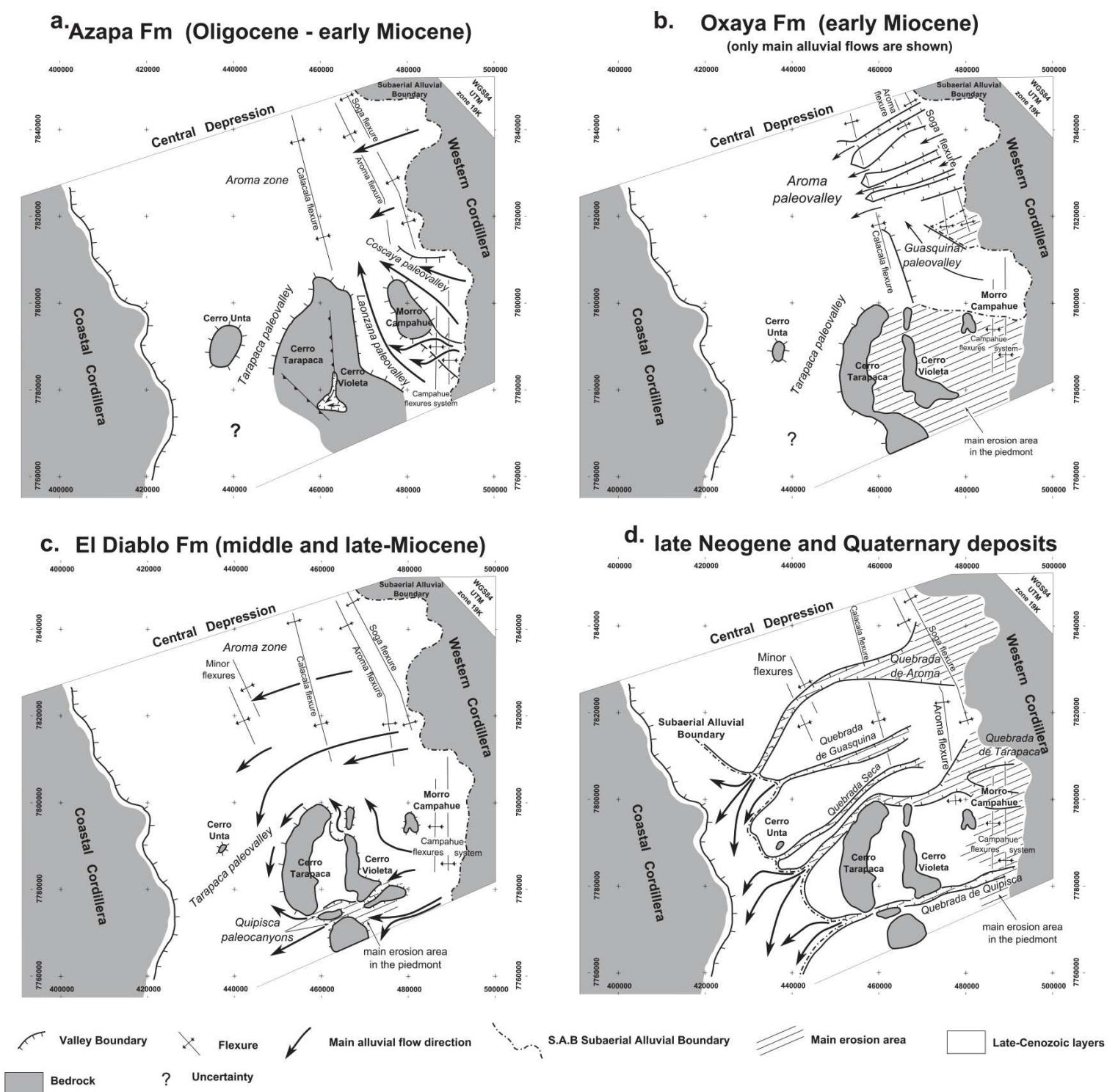


Figure I. 10 : Development of late Cenozoic piedmont cover (between 19.5°S and 20°S) and alluvial flow directions during the Azapa deposition (a), the Oxaya deposition (b), El Diablo deposition (c) and the late Neogene and Quaternary deposition (d).

4.3. Influence of the bedrock morphology on groundwater circulation

More than 60 springs representing the outlets of the main aquiferous layers and which provide information about the direction of groundwater circulation in the piedmont cover (Section 2.3), were spotted and mapped (Figure I.11). They are mainly located on the southern flanks of the main canyons, e.g. in the Quebrada de Tarapaca and Guasquina, which differs from a classical representation where outflows are located along both canyon flanks (Figure I.11). These springs are located at various geological contacts within the whole sedimentary cover:

(a) At the base of the late Cenozoic sedimentary infilling (Figure I.11), about 45 springs were identified at the geological contact between the bedrock and the Azapa formation (eastern flank of the Cerro Violeta and Cerrillos) and between the bedrock and the El Diablo formation (Quebrada de Quipisca). This highlights the role of bedrock as an impervious boundary as well as the role of the paleo drainage system, which predated alluvial deposition stages, as one of the main preferential groundwater flow paths.

(b) Within the sedimentary cover (Figure I.11), no springs were identified in the El Diablo formation. In contrast, about 15 springs were recognized (i) at the contact interface between the Oligocene porous rocks (Azapa formation) and fractured pyroclastic rocks of the Oxaya formation, in the Quebrada de Tarapaca close to the village of Laonzana, and (ii) between an ignimbrite and an interbedded alluvial layer of the Oxaya formation in the Quebrada de Guasquina. All these springs are located in the axis of the Laonzana and Guasquina paleovalleys and the Quipisca paleocanyons network, which is in agreement with the successive piedmont erosion and deposition stages (Figures I.10 and I.11).

The groundwater, which previously infiltrated in gullies located on the piedmont and the Precordillera, flows in the sedimentary cover. Some flow paths are located at points of contrasted permeability (e.g. between fractured rocks and older porous rocks), but the main groundwater flow paths, as revealed by the presence of about 80% of the springs, are located within paleo drainage systems that predate the alluvial deposition stages (e.g. at the base of the basin sedimentary fill).

The comparison of the groundwater and the piedmont geomorphological structures allows us to state that the groundwater preferentially flows in paleovalleys and paleochannels of the sedimentary cover while the bedrock highs limit groundwater circulation. This explains the lack of springs in the Quebrada de Aroma, on the western side of the Aroma Flexure (Figure I.11): the absence of uplifted bedrock morphology, as well as the east-west organization of the sedimentary cover (east-west paleovalley implementation since the Oligocene, Figure I.10) enables deeper westward groundwater circulation.

At the piedmont scale, the pattern of present day groundwater circulation is highly dependent on changes in the architecture of the sedimentary cover and on the geomorphological structures that are influenced by the bedrock morphology and the

tectonic features. Indeed, the paleovalleys and paleochannels control the direction of the groundwater flows today. Characterization of the bedrock morphology thus appears to be a key element in understanding groundwater circulation in piedmont areas, and is easy to characterize through geological or geophysical field surveys.

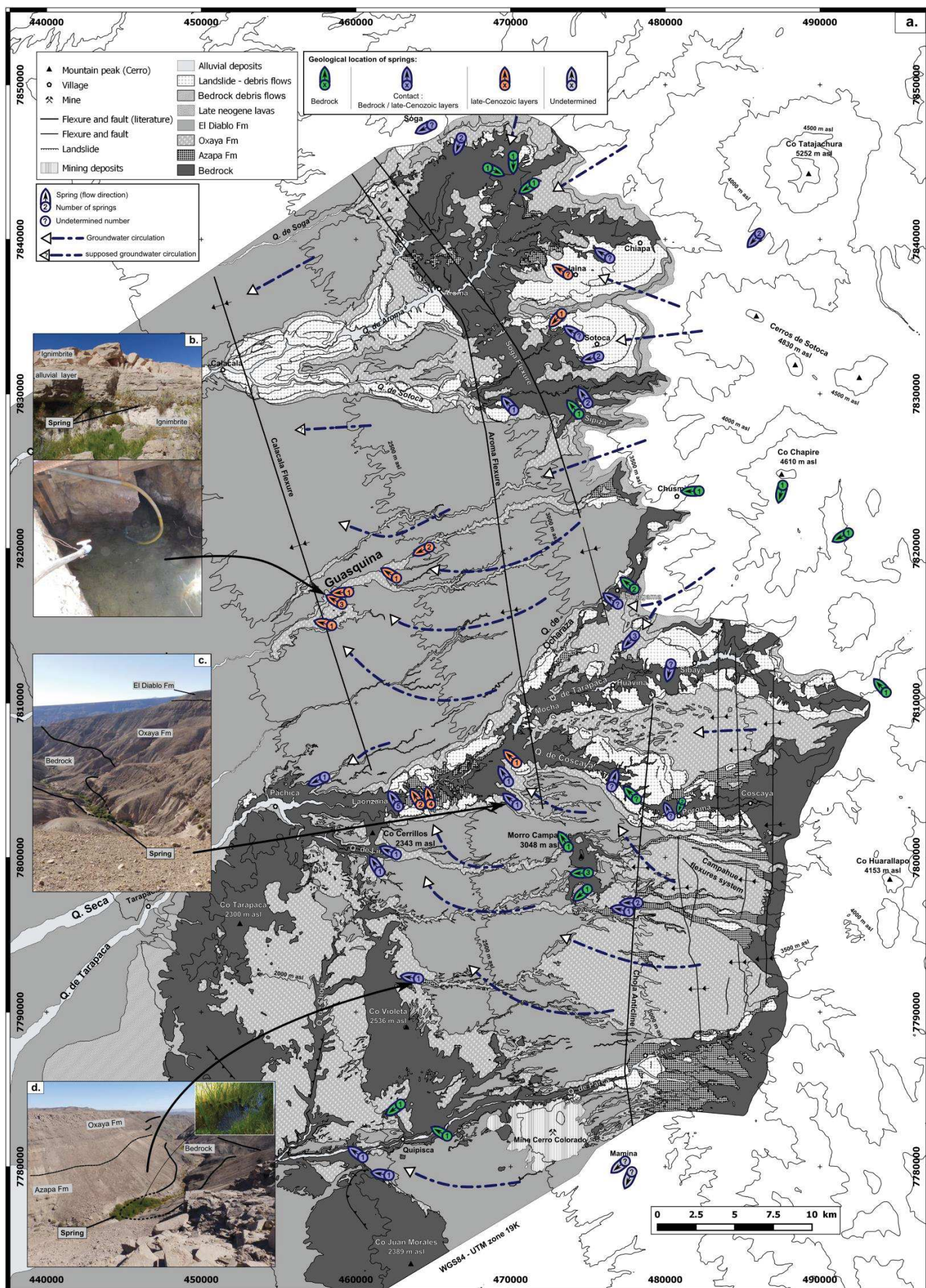


Figure I. 11 : Groundwater circulation in the piedmont cover between 19.5°S and 20°S. a Springs and groundwater circulation in the study area. The number indicates the outflow amount at the location of the spring. The base map is based on the geological map (see Figure I.3). **b** Spring for drinking water in the Quebrada de Guasquina and springs at the point of interface between ignimbrite layers and an interbedded alluvial layer. **c** Spring on the southern flank of the Quebrada de Tarapaca. **d** Spring on the eastern flank of the Cerro Violeta.

Conclusion of Chapter I

Analysis of the direction of the flow of alluvial deposits in the late Cenozoic and characterization of the bedrock morphology in an Andean Piedmont, allowed us to assess the influence of bedrock morphology and tectonic features on the architecture of the sedimentary cover, which comprises various aquiferous layers. In the piedmont area, paleovalleys and paleochannels (caused by the irregular bedrock morphology) allowed the transport of terrigenous materials while bedrock highs obstructed the alluvial flows (sedimentary barriers). These geomorphological structures currently act as impervious boundaries or as groundwater preferential flow paths, and are mainly located in the paleo drainage systems that predate the alluvial deposition stages. The pattern of present-day groundwater circulation follows the architecture of the sedimentary cover and must thus be characterized precisely to understand hydrogeological functioning in such areas. The characterization of bedrock morphology is thus a key component in understanding the geometry of aquiferous layers contained in the sedimentary cover and the groundwater circulation in piedmont areas and should thus be a prerequisite to exploiting any geo-resources in the sedimentary cover (minerals, aggregates, groundwater etc.) as well as to assessing the groundwater recharge of downstream regional aquifers.

Réserve de la Pampa del Tamarugal le soir.



Chapitre II : Conditions aux limites, géométrie et piézométrie de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal : Impacts sur les processus de recharge

Introduction	42
1. Problématique et enjeux scientifiques	43
2. Méthodes et données utilisées	45
2.1. Time Domain Electromagnetic (TDEM) method	45
2.2. Jaugeage.....	49
2.2.1. Site d'étude : Quebrada de Aroma.....	49
2.2.2. Jaugeage au sel dans la Quebrada de Aroma	50
2.3. Données piézométriques	52
3. Résultats	53
3.1. Résultats géophysiques et caractérisation des divers compartiments de l'aquifère	53
3.1.1. Contraste de résistivité et niveau piézométrique	53
3.1.2. Evolution de la résistivité : état de la zone non saturée et localisation du mur de l'aquifère.....	55
3.1.3. Variabilité latérale du contraste de résistivité et de la piézométrie	65
3.2. Résultats et identification d'un schéma hydrologique commun aux canyons de la Dépression Centrale.....	66
3.2.1. Evolution du débit le long de la Quebrada de Aroma	66
3.2.2. Evolution de la Conductivité Electrique (CE) le long de la Quebrada de Aroma	67
3.2.3. Mise en évidence d'une nappe perchée.....	67
3.2.4. Synthèse et modèle conceptuel régional des écoulements de surface	67
4. Discussion des résultats	70
4.1. Analyse et critique des charges hydrauliques interpolées.....	70
4.2. Carte piézométrique	72
4.3. Modèles conceptuels de fonctionnement : géométrie, conditions aux limites et processus de recharge	74
4.3.1. Modèles type de la Quebrada de Aroma.....	74
4.3.2. Modèles type de la Quebrada de Tarapaca	77
Conclusion du Chapitre II	79

Introduction

Cette introduction porte sur la nécessité d'une meilleure définition des limites hydrogéologiques d'un aquifère en zone de piedmont aride, ce qui introduit les enjeux et les objectifs de ce chapitre.

Dans le but d'une meilleure gestion de la ressource en eau souterraine, le fonctionnement hydrogéologique de cette ressource doit être évalué selon différents scénarios de forçages climatiques et anthropiques actuel et futur. Pour cela, une modélisation des écoulements souterrains est généralement réalisée à partir d'un modèle conceptuel de l'aquifère (construit sur une base de données solides) qui est transformé en modèle numérique (ex : Marsily, 1986; Fetter, 2001). Marsily (1986) et Fetter (2001) mettent en avant l'importance d'identifier correctement dans un premier temps *"the geometry of the aquifer(s)"* ainsi que la *"physical configuration of the aquifer"*. Cela implique une bonne connaissance de la *"location, areal extent, and thickness of all the aquifers and confining layers; the location of the surface water bodies and streams; and boundary conditions of all aquifers"*. Dans le même temps Huggenberger et Aigner (1999) mettent en avant l'importance d'une solide base de données géologiques correctement construite permettant de caractériser la géométrie d'un aquifère et de développer son modèle conceptuel. Cependant, le manque de points de mesures hydrogéologiques (puits et forages) ou leur faible densité spatiale peut conduire à une représentation erronée de la distribution spatiale des charges piézométriques (carte piézométrique). Les conditions aux limites de l'aquifère sont ainsi mal définies.

Dans les zones arides de piedmont, du fait de l'accès difficile de certaines zones (éloignées des pistes ou routes, terrains accidentés, etc.) l'implantation de forages se révèle onéreuse en temps et en moyens. A l'inverse, les bassins alluviaux et les plaines d'inondations localisées en aval du piedmont fournissent des conditions favorables (densification du réseau routier, zones cultivées, villages etc.) à l'implantation de forages. Le manque de points de mesures hydrogéologiques dans la zone de piedmont conduit à la fois à une mauvaise définition de la géométrie de l'aquifère et à une mauvaise représentation spatiale des niveaux piézométriques. Cela induit des incertitudes portant sur le modèle conceptuel de l'aquifère ainsi que sur ces conditions aux limites et à posteriori sur la caractérisation du l'état actuel et futur de la ressource en eau souterraine.

1. Problématique et enjeux scientifiques

La nature stratégique de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal, dont les eaux souterraines sont principalement datées de l'Holocène (Fritz *et al.*, 1981; Magaritz *et al.*, 1990; Aravena, 1995), a conduit à la réalisation de nombreuses études ayant pour objectif de caractériser l'état actuel et futur de l'aquifère (DGA-UCHile, 1988; JICA, 1995; DICTUC, 2006; Rojas et Dassargues, 2007; Rojas *et al.*, 2010). Ces études se sont basées sur les limites de l'aquifère proposées jusqu'ici par la littérature (Castillo Urrutia, 1960; JICA, 1995; DGA, 2011). Au niveau de la plaine de la Pampa del Tamarugal, aussi nommée « basin floor » ou « Pampa del Tamarugal lowlands » (voir Chapitre I pour sa lithologie détaillée), les études préalablement citées montrent un gradient hydraulique principalement orienté vers le Sud ainsi qu'un dôme piézométrique dans la partie nord. Si l'étendue Ouest (Occidentale) de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal est spatialement limitée par la Cordillère de la Côte (limite imperméable), l'étendue Est (Orientale) est définie comme une limite d'alimentation localisée au niveau de la bordure est de la plaine de la Pampa del Tamarugal (Figure II.1.). Selon différents auteurs (Castillo Urrutia 1960; JICA, 1995; DGA 2011), la localisation de la limite orientale est sujette à discussions (Figure II.1). Dans la zone d'étude, les limites orientales de l'aquifère proposées dans les études précédentes (e.g. JICA, 1995; DGA, 2011) sont basées sur les points de mesures hydrogéologiques (puits, forages) disponibles. Dans la zone d'étude, ces points sont uniquement localisés au niveau de la plaine de la Pampa del Tamarugal (Figure II.1). Néanmoins, les limites orientales proposées ne correspondent pas à celles des structures géologiques (Figure II.1) mais à la bordure orientale de la plaine de la Pampa del Tamarugal, où affleurent les dépôts fin-néogènes et quaternaires. De nombreux relevés géologiques (Chapitre I) ainsi que des profils sismiques (Jordan *et al.*, 2010) ont mis en évidence que la formation El Diablo est continue vers l'Est et possède une puissance significative de plusieurs centaines de mètres. Cette formation aquifère est continue au sein du piedmont jusqu'à des limites structurales (Chapitre I) formées par le Cerro Tarapaca (intrusion plutonique) et par la Flexure de Calacala. La continuité des couches aquifères au sein du piedmont (telle que la formation El Diablo), sans variation majeure de la lithologie, suggère que l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal peut-être lui aussi continu vers l'Est.

Dans ce chapitre, nous avons entrepris d'évaluer i) la géométrie de l'aquifère et plus particulièrement l'étendue orientale de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal dans la zone d'étude ; ii) la distribution spatiale de la piézométrie ; iii) les conditions aux limites de l'aquifère qui contraignent les processus de recharge.

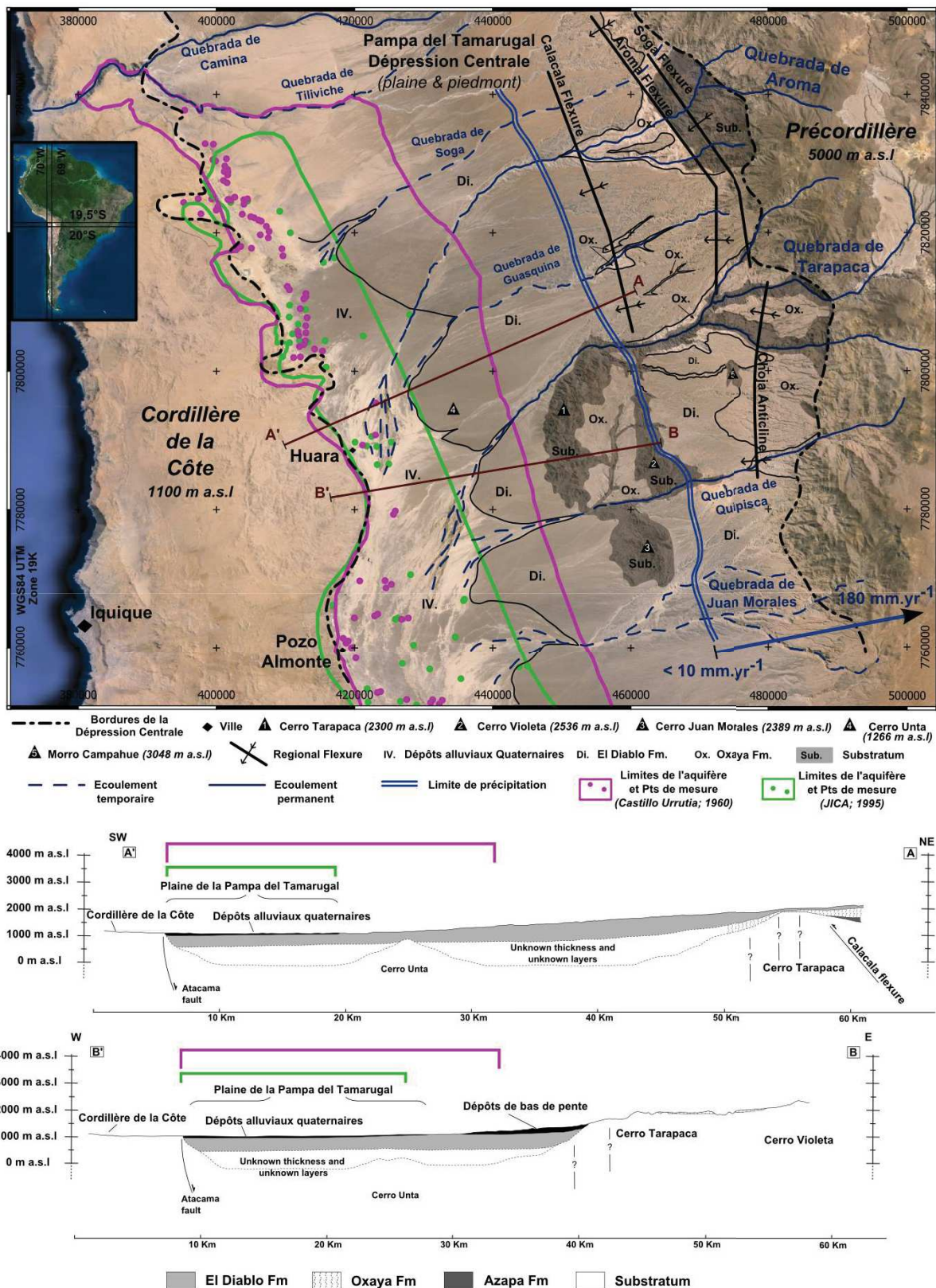


Figure II. 1 : Zone d'étude et incohérences géologiques de la limite orientale de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal entre 19,5°S et 20°S. Les limites de l'aquifère proposées par la littérature (verte et mauve) sont reportées sur les coupes géologiques (extraites du Chapitre I).

2. Méthodes et données utilisées

Dans le but de répondre aux objectifs listés précédemment, une approche multidisciplinaire combinant des mesures géophysiques, hydrologiques et hydrogéologiques a été employée. Cette approche multidisciplinaire tient compte du schéma géologique régional.

2.1. Time Domain Electromagnetic (TDEM) method

La méthode TDEM est une méthode non invasive basée sur l'induction électromagnétique et fréquemment utilisée pour l'exploration géophysique peu profonde dans les premières centaines de mètres (Binley *et al.*, 2015). Cette méthodologie, bien décrite par Descloitres *et al.* (2013), est basée sur le couple d'une boucle d'émission (Tx) (Figure II.2) et d'une boucle de réception (Rx) (Figure II.2) installées sur le sol (Figure II.2). Celles-ci permettent de i) créer un champ magnétique primaire statique lorsque le courant électrique est injecté dans la boucle d'émission et ii) d'enregistrer (via la boucle de réception) l'évolution temporelle du champ magnétique secondaire, induit par le courant électrique généré par la décroissance temporelle du champ magnétique primaire, après que le courant ait été coupé dans la boucle d'émission. L'interprétation de la décroissance du champ magnétique secondaire en fonction du temps, réalisée par modélisation inverse, permet de déterminer l'évolution de la résistivité ($\Omega.m$) en fonction de la profondeur (1D). Cette inversion consiste à caler une courbe fictive de mesure TDEM, correspondant à un modèle de couches résistives, par rapport à celles mesurées sur le terrain. Cet ajustement est réalisé à partir d'un programme d'inversion itérative où un critère d'erreur (ex : RMS ; Root Mean Square) permet de réduire l'erreur du modèle.

La méthode TDEM fournit de nombreux avantages tels que : i) une bonne résolution verticale et latérale des couches conductrices (ex : eaux souterraines à forte conductivité électrique) ; ii) l'absence de contact galvanique avec le sol ; iii) l'installation aisée des boucles en terrain dégagé (Figure II.2) ; mais aussi quelques désavantages telles qu'une mauvaise sensibilité des couches dont la résistivité est supérieures à quelques centaines de $\Omega.m$ (300 - 500 $\Omega.m$) et une mauvaise résolution dans les premiers mètres (10 - 15 m selon la taille de Tx) du sondage (Christensen et Sørensen, 1998; Guérin *et al.*, 2001; Trabelsi *et al.*, 2013; Descloitres *et al.*, 2013).

L'analyse des sondages TDEM fournit de nombreuses informations géologiques au niveau du site de mesure. En effet, la résistivité d'une couche géologique dépend à la fois de la structure (ex : porosité) et de la composition (ex : teneur en argile) de la roche. De plus, la teneur en eau (état saturé ou non saturé des roches) et la chimie des eaux souterraines (ex : conductivité électrique, salinité) induisent des variations significatives de la résistivité en profondeur. Depuis les années 1990 (Binley *et al.*, 2015), les informations hydrogéologiques résultant de l'analyse des sondages TDEM ont permis de définir de nombreux systèmes hydrogéologiques différents tels que (parmi tant d'autres) le bassin du Lac Tchad

(Descloitres *et al.*, 2013), l'altiplano bolivien (Guérin *et al.*, 2001), la campagne danoise (Danielsen *et al.*, 2003), la côte tunisienne (Trabelsi *et al.*, 2013) ou encore la côte camerounaise (Lee *et al.*, 2015).

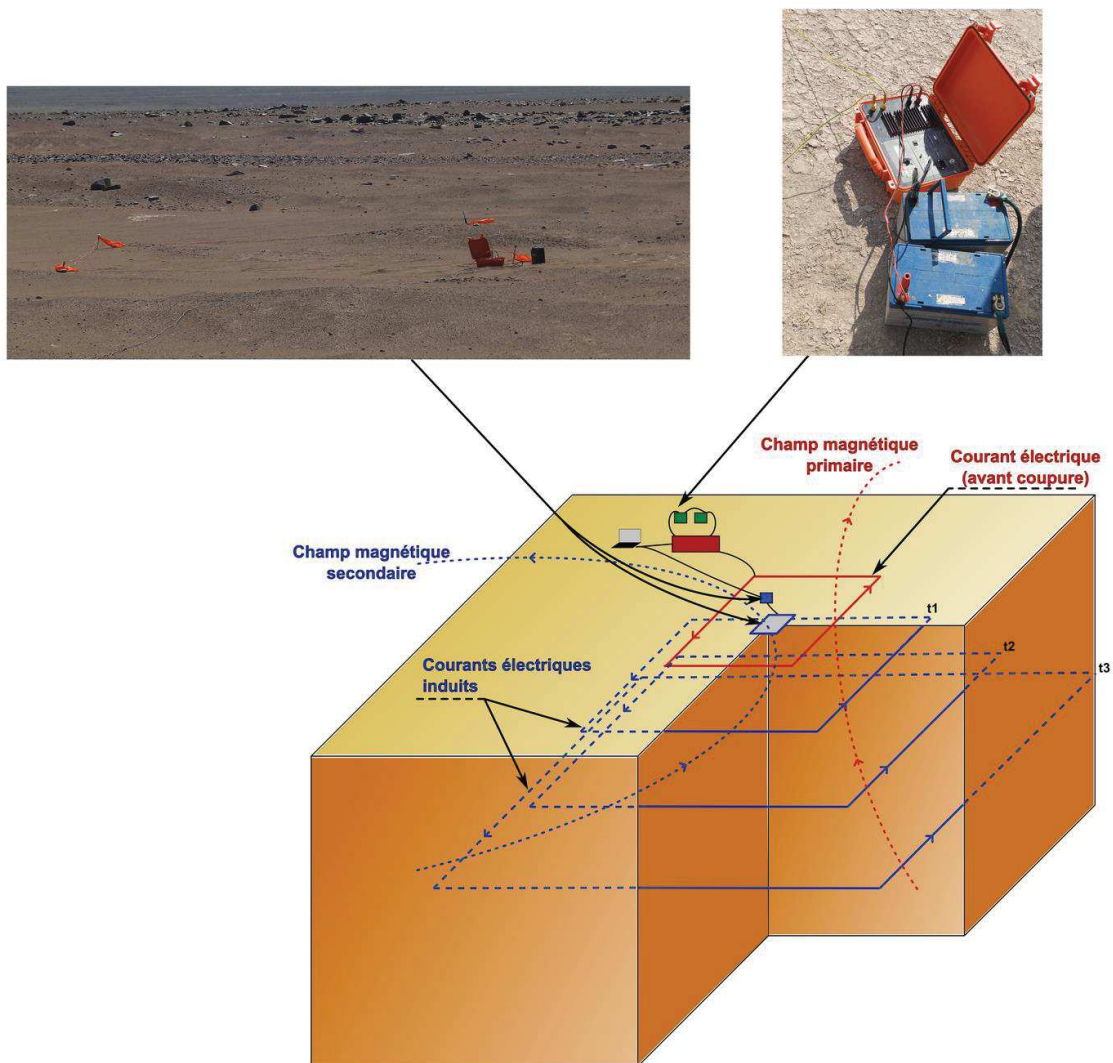


Figure II. 2 : Schéma et photos de l'instrumentation sur le terrain de la méthode TDEM avec le FastSnap TEM System (Alpha Geoscience Pty Ltd), modifié d'après Descloitres *et al.*, 2007.

Dans la zone d'étude, nous avons réalisé 92 sondages TDEM au sein de la Pampa del Tamarugal en Avril 2015 en partenariat avec l'équipe de Gonzalo Yañez Carrizo de la Pontificia Universidad Católica de Chile (Figure II.3 et Annexe II.1). L'équipement FastSnap TEM System (Alpha Geoscience Pty Ltd) a été utilisé pour réaliser à la fois les sondages TDEM sur le terrain et les inversions en laboratoire. Une condition de critère d'erreur RMS < 0,05% a été utilisée pour contraindre les inversions. Chaque sondage a été géoréférencé par GPS (au centre de la boucle de réception) et l'altitude du sondage (m a.s.l) a été estimée à partir du SRTM-90m. L'objectif de ces sondages géophysiques était d'acquérir des informations hydrogéologiques au niveau de la plaine de la Pampa del Tamarugal et au sein du Piedmont Andin. Afin de contraindre l'analyse des sondages de résistivité, 6 forages de contrôle ont été utilisés (Figure II.3). Les informations lithologiques, hydrogéologiques (piézométrie) et géophysiques (log de résistivité en forage) (Annexe II.2) des 5 forages : « JICA-C, JICA-D, JICA-3, JICA-4, JICA-5 » ont été extraites de l'étude JICA (1995). Les informations lithologiques et piézométriques du forage « Pozo de la Muerte » ont été acquises sur le terrain par vidéo. Ce forage, découvert lors de la campagne de mesure, profond de 210 m, est tubé sur les premiers 45 m puis est en trou nu, ce qui permet de caractériser la lithologie à la fois par vidéo via la caméra et par déduction de la profondeur du tubage. Le forage recoupe les dépôts alluviaux quaternaires grossiers non consolidés (d'où le tubage) dans les premières dizaines de mètres puis les dépôts alluviaux grossiers peu consolidés de la formation El Diablo.

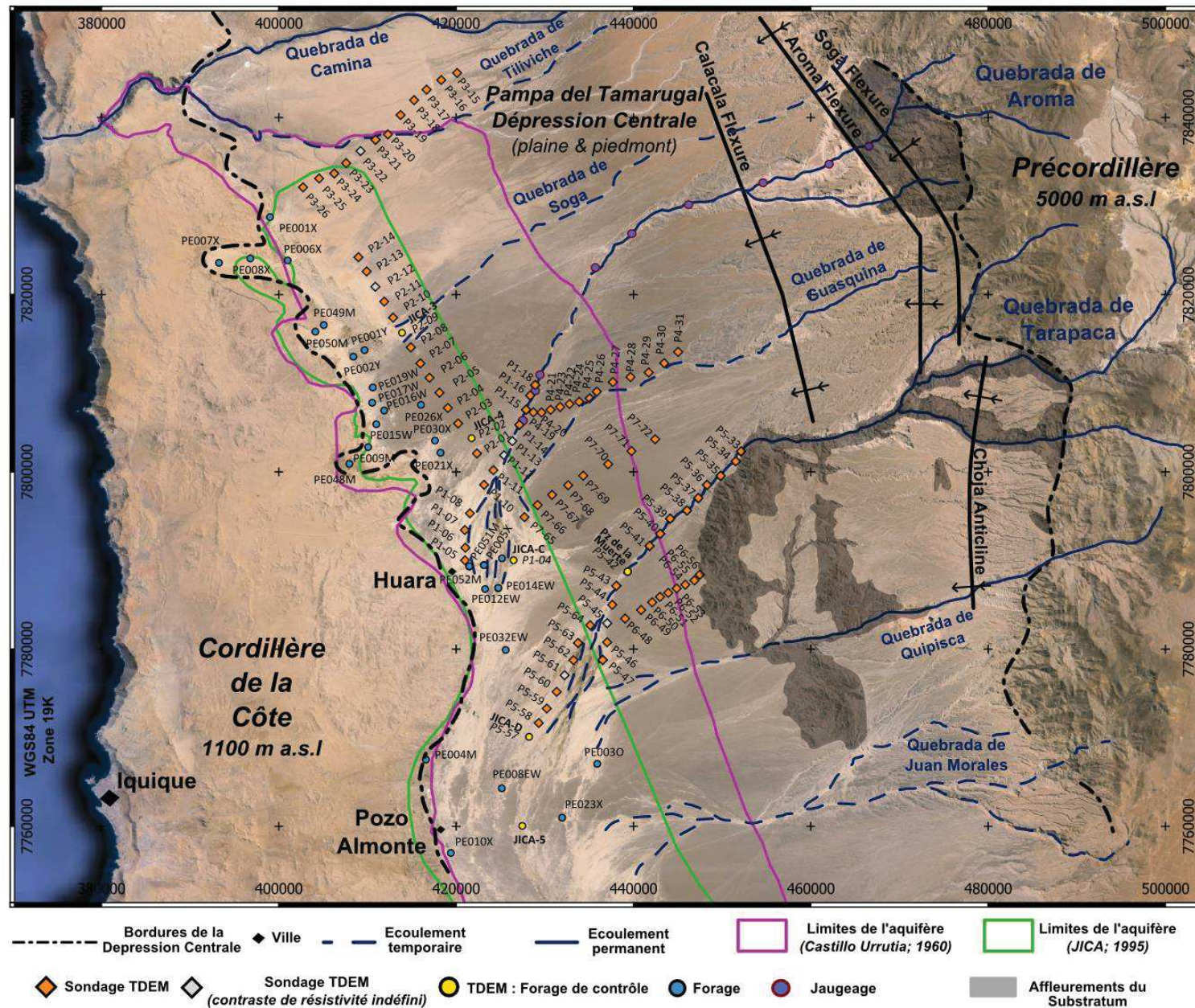


Figure II. 3 : Points de mesures géophysiques et hydro(géo)logiques de la zone d'étude. Les points géophysiques (TDEM) montrent les sondages où le « niveau du contraste de résistivité » est identifié (couleur orange) et les sondages où le « niveau du contraste de résistivité » ne l'est pas (couleur grise). A chaque forage de contrôle (couleur jaune) est associé un sondage TDEM (nom en italique); sauf pour JICA-5. L'image satellite est extraite de Google Earth. Le schéma morphotectonique provient à la fois de Farias *et al.* (2005), Muñoz Tolorza (2007) et des résultats du Chapitre I. Les zones noires transparentes indiquent les affleurements du substratum dans le Piedmont où les noms des principaux reliefs sont indiqués sur la Figure II.1.

2.2. Jaugeage

Afin de caractériser l'évolution du débit d'un cours d'eau localisé dans le piedmont, plusieurs jaugeages ont été réalisés le long de la Quebrada de Aroma. Cette étude a permis d'évaluer les incidences de la lithologie sur le débit et de localiser les conditions aux limites de l'aquifère, en lien avec les échanges des eaux de surface et des eaux souterraines.

2.2.1. Site d'étude : Quebrada de Aroma

Dans les environnements montagneux, la mesure du débit d'un cours d'eau peut se révéler difficile du fait du contexte hydrologique et géomorphologique du bassin. En effet, de nombreux paramètres affectent la précision de la mesure tels que le caractère turbulent ou torrentiel de l'écoulement, l'irrégularité du lit du cours d'eau ainsi que les sédiments poreux et perméables du lit qui favorisent des écoulements de subsurface. Dans le cas où les mesures sont étalées dans le temps, les activités anthropiques, en particulier l'agriculture, peuvent induire de grandes incertitudes sur la mesure hydrologique. En effet, le débit du cours d'eau peut être modifié significativement par les prélèvements (baisse du débit) ou les rejets (augmentation du débit) agricoles.

Dans le cas de la zone d'étude, l'absence de précipitations significatives en dehors de la période estivale (décembre - janvier - mars) exclut la possibilité d'une variation brutale de l'écoulement dû à des précipitations d'altitude au niveau des têtes de bassins. La campagne de mesures a été réalisée en Avril 2015, soit au début de l'étiage, ce qui induit que seules les variations (prises et rejets agricoles) anthropiques peuvent modifier brutalement le débit du cours d'eau. La Quebrada de Tarapaca possède une activité agricole « importante » qui est répartie sur l'ensemble des villages du canyon d'amont en aval (Figure II.4.a et II.4.b). Nous avons constaté que les prises ou les rejets agricoles sont irréguliers dans le temps et qu'ils n'obéissent pas à un schéma qui aurait permis de recaler les mesures ou de les réaliser à un moment sans perturbations.

Sur la base de ce constat, la campagne de jaugeage d'Avril 2015 a été réalisée uniquement dans la Quebrada de Aroma (Figure II.3). En effet, le cours d'eau de ce canyon n'est pas impacté par une activité anthropique significative qui modifierait son débit (Figure II.4.c).



Figure II. 4 : Présence et absence d'activités agricoles dans la Quebrada de Tarapaca et Aroma. **a.** Irrigation par submersion d'une parcelle agricole dans la Quebrada de Tarapaca. **b.** Canal d'irrigation dans la Quebrada de Tarapaca. **c.** Absence de terrasses agricoles dans la Quebrada de Aroma.

2.2.2. Jaugeage au sel dans la Quebrada de Aroma

Dans cette étude, la méthode de jaugeage chimique a été retenue. Celle-ci consiste à injecter de manière instantanée une masse de sel connue (ici 2 kg de NaCl) dans le cours d'eau et à observer en aval la restitution de cette masse en fonction du temps (Eq II.1).

$$Q = \frac{Mi}{\int (C - C_0).dt} \quad \text{Eq. II.1}$$

avec Q : Débit ($l.s^{-1}$) ; Mi : Masse injectée (g) ; C concentration ($g.l^{-1}$) et t : temps (s)

La masse de sel injectée dans le cours d'eau se traduit par une augmentation de la Conductivité Electrique (CE ; $\mu S.cm^{-1}$) de l'eau. Une courbe de calibration : « Concentration en sel ajouté en fonction de la CE de l'eau induite par cet ajout de sel » a été réalisée en laboratoire (Figure II.5) avec : i) le même sel que celui injecté pour la mesure et ii) la même

sonde que celle utilisée pour les mesures de terrain. Afin que la courbe de calibration soit utilisable tout le long de la Quebrada de Aroma, sans avoir à reconstituer une courbe de calibration pour chaque eau jaugée, la courbe de calibration est construite à partir de la CE de l'eau induite par un ajout de sel. La conductivité initiale de l'eau (avant l'ajout de sel) est alors retranchée à la CE totale dans le but d'obtenir une CE corrigée seulement induite par l'ajout de sel.

Ce type de jaugeage peut faire l'objet de plusieurs erreurs, risquant d'augmenter l'incertitude de la mesure. Afin de minimiser l'erreur, il faut que : i) l'injection soit instantanée (dilution préalable dans un seau), ii) le régime du cours d'eau doit être torrentiel afin d'avoir un bon mélange, iii) éviter les zones de recirculation, iv) avoir une bonne fréquence de mesure et enfin v) la sonde doit être installée dans une zone de bon mélange et sans recirculation. Dans des cours d'eau similaires des Andes, Pourrier *et al.* (2014) évaluent que l'erreur de ce type de mesure est de l'ordre de 10%.

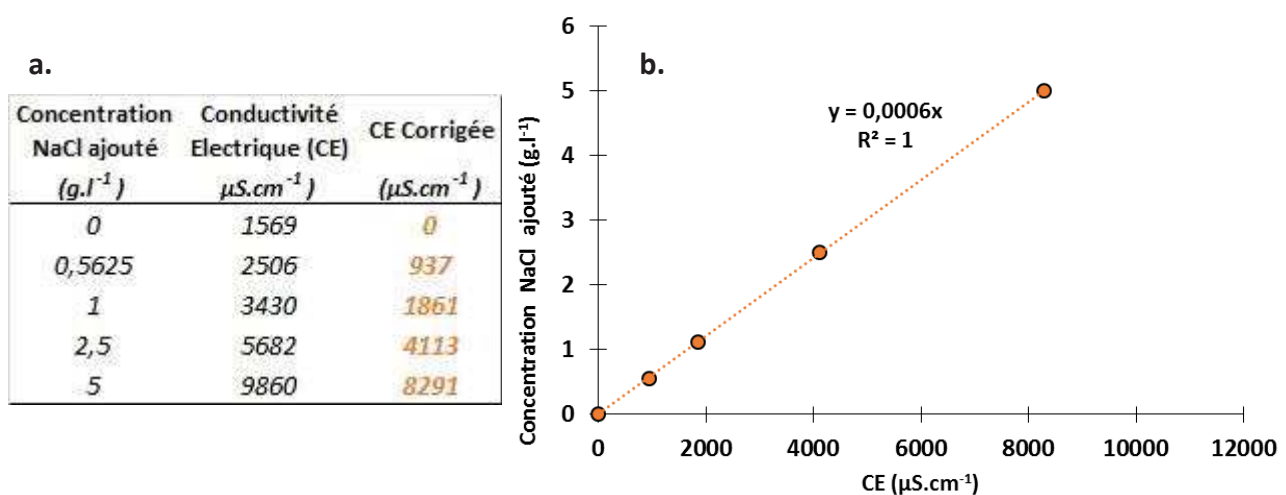


Figure II. 5 Courbe de calibration. **a.** Tableau de valeurs de la courbe de calibration corrigée (acquises en laboratoire). **b.** Courbe de calibration corrigée.

Dans le cas des mesures réalisées, une sonde CTD (Conductivity Temperature Depth) de la marque « Solinst » (précision de la CE : $\pm 2\%$; pas d'échantillonnage : 5 secondes) a été utilisée. En raison d'une fréquence de mesure relativement peu élevée, il a été choisi de répéter deux fois la mesure sur chaque point (Figure II.6.a) afin d'obtenir une meilleure distribution temporelle des mesures de CE au passage du nuage de sel dissous. Les caractéristiques du jaugeage (point d'injection, masse injectée et emplacement de la sonde) sont identiques entre le premier et le second jaugeage afin que seule la fréquence d'échantillonnage impacte la mesure. Les mesures du premier et du second jaugeage ont été ainsi compilées (Figure II.6.b) pour reproduire une distribution temporelle de la CE la plus représentative possible du passage du nuage de sel dissous.

Les zones où la rivière devient temporaire ont été géoréférencées comme des points de débit nul.

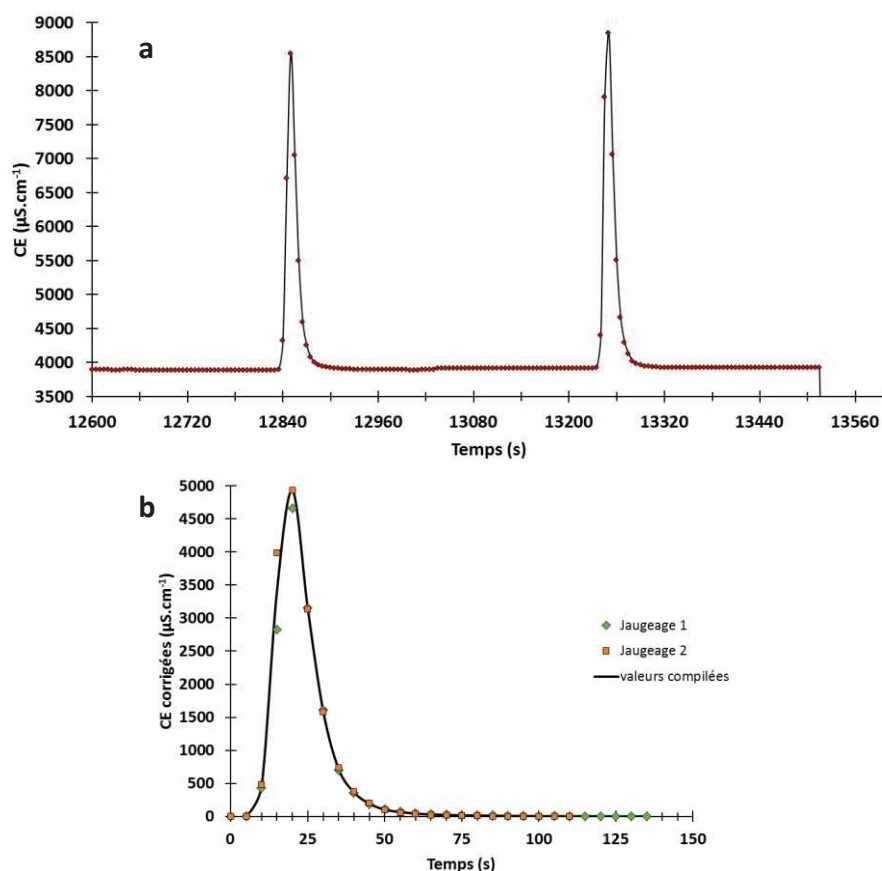


Figure II. 6 Evolution temporelle de la conductivité électrique lors d'un jaugeage réalisé en aval de la Flexure de Calacala (Qda. de Aroma). **a.** Répétition du jaugeage sur le même point de mesure. **b.** Compilation et reconstitution d'un jaugeage à partir des deux jaugeages répétés.

2.3. Données piézométriques

Afin d'avoir une meilleure définition de la piézométrie au sein de la Pampa del Tamarugal, nous avons utilisé les profondeurs des niveaux d'eau (sous la surface du sol) de 34 puits et forages (Annexe II.3), provenant de la campagne de terrain du CIDERH (Centro de Investigación y Desarrollo en Recursos Hídricos) de 2013. Afin d'utiliser le même référentiel pour l'ensemble de l'étude, ces profondeurs ont été converties en niveaux piézométriques (m a.s.l) sur la base du référentiel SRTM-90m. Dans la zone d'étude, le suivi « continu » des niveaux piézométriques montre que les variations annuelles sont de l'ordre de quelques centimètres (Lictevout *et al.*, 2013), ce qui est bien en-dessous de la résolution verticale du TDEM. De plus, les niveaux piézométriques récemment mesurés (2014 et 2015 ; Annexe II.3) dans les forages de contrôles (Annexe II.2) confirment ces faibles variations. Par conséquent, les niveaux piézométriques de 2013 sont ici considérés comme représentatifs de la piézométrie au moment de la campagne de mesure géophysique.

3. Résultats

3.1. Résultats géophysiques et caractérisation des divers compartiments de l'aquifère

Cette partie traite des résultats géophysiques provenant des sondages TDEM et de leurs apports à la compréhension de la piézométrie dans la zone d'étude.

3.1.1. Contraste de résistivité et niveau piézométrique

L'évolution de la résistivité en profondeur, acquise à partir des sondages TDEM, a été comparée avec les informations des logs des forages de contrôle JICA-C, JICA-D, JICA-3, JICA-4, JICA-5 (JICA, 1995). Cette comparaison a été réalisée afin d'identifier d'éventuelles relations entre l'évolution de la résistivité en profondeur et l'évolution de la lithologie et de la teneur en eau de l'aquifère libre (zone non saturée et zone saturée).

Au sein des forages de contrôle, l'évolution de la résistivité (Figure II.7.a et Annexe II.2) montrent un changement significatif entre la zone non saturée et la zone saturée de l'aquifère libre. La zone non saturée est caractérisée par des valeurs oscillant entre 20 et 100 $\Omega.m$ selon les horizons lithologiques traversés et la zone saturée affiche quant à elle des valeurs oscillant autour de 10 $\Omega.m$. Cette basse résistivité est cohérente avec les conductivités électriques élevées des eaux souterraines de la zone d'étude (Figure II.8). Les logs géologiques, au sein des forages de contrôle, (Figure II.7.a et Annexe II.2) montrent que les principales variations de résistivité ne sont pas dues à des changements de lithologie, comme cela peut être le cas en présence de séries argileuses (e.g. Descloitres *et al.*, 2013), mais à l'interface entre la zone non saturée et la zone saturée.

Les sondages TDEM, réalisés à proximité des forages de contrôle (Figure II.3), mettent en évidence une très bonne corrélation entre le niveau caractérisé par un contraste de résistivité bien défini et le niveau piézométrique, quelles que soient les variations lithologiques dans le forage (cf sondages P1-04 (Fig II.7.b) et P5-57 (Figure II.7.c). Cette bonne corrélation (Figure II.7.d) permet de considérer ce niveau comme représentatif du niveau piézométrique. Ce contraste de résistivité corrélé au niveau piézométrique sera référencé dans la suite du document comme « *niveau du contraste de résistivité* ».

Dans la zone d'étude, il est donc possible d'étudier la variabilité spatiale du niveau piézométrique de la nappe libre en considérant les « *niveaux du contraste de résistivité* », obtenus à partir des sondages TDEM. Cette méthode apparaît être particulièrement adaptée à ces environnements arides où les eaux souterraines de la nappe libre affichent une salinité élevée.

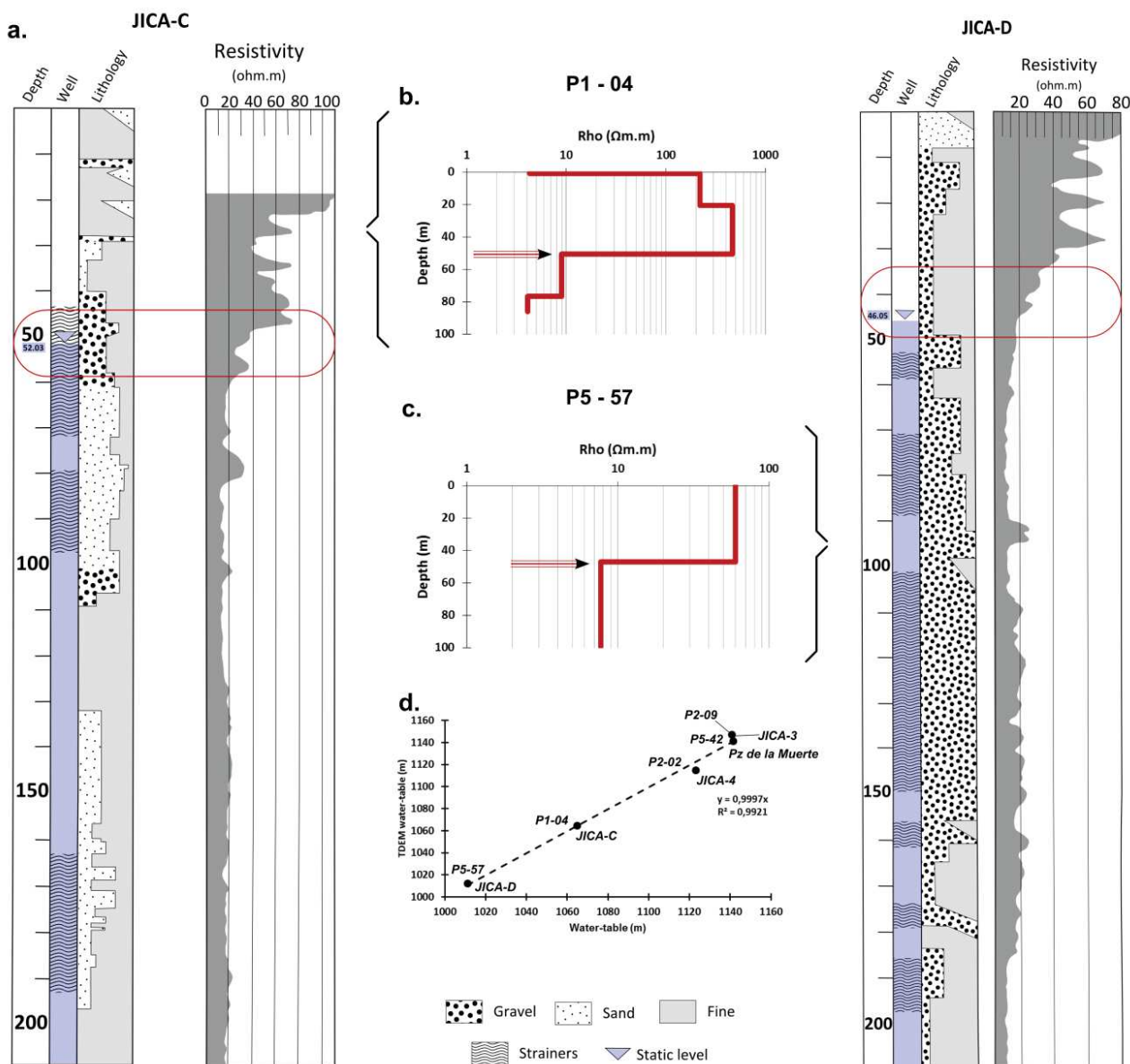


Figure II. 7 : Corrélation entre le niveau piézométrique de l'Aquifère libre de la Pampa del Tamarugal et l'évolution de la résistivité dans les forages de contrôle. **a.** Logs hydrogéologiques et diagraphies de résistivité en forage pour les forages de contrôle JICA-D et JICA-C (modifié après JICA, 1995). Un contraste de résistivité existe à l'altitude du niveau piézométrique. **b.** Sondage TDEM réalisé proche du JICA-C. **c.** Sondage TDEM réalisé proche du JICA-D. Pour **b.** et **c.**, la flèche rouge indique le « niveau du contraste de résistivité », corrélé avec le niveau piézométrique. **d.** Corrélation entre le niveau piézométrique (Annexe II.3) et le « niveau du contraste de résistivité », obtenus à partir des sondages TDEM (Annexe II.1) et des forages de contrôle. Les altitudes sont exprimées en (m a.s.l) en fonction du SRTM-90m.

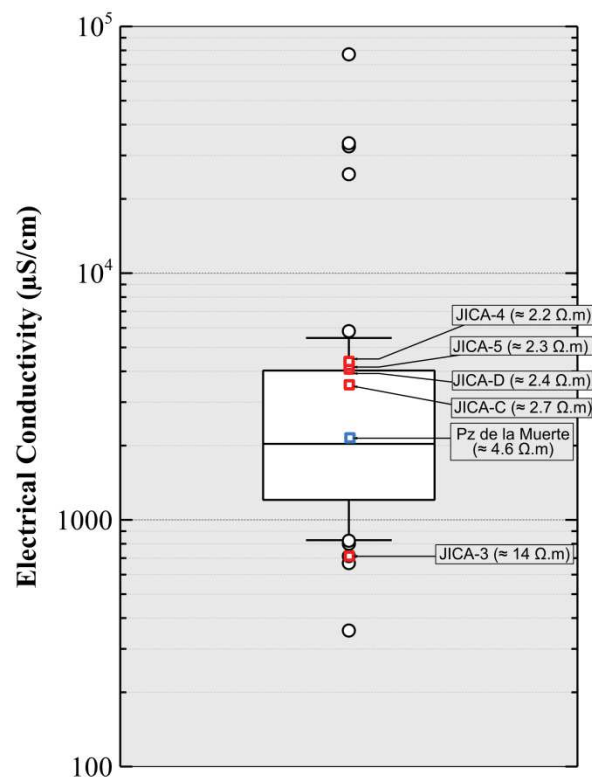


Figure II. 8 : Représentation statistique 9/91 percentile boxplot de la conductivité électrique ($\mu\text{S/cm}$) des forages (nbre = 49) répartie sur l'ensemble de la Pampa del Tamarugal. Les valeurs de conductivité électrique sont extraites de JICA (1995). Les valeurs hautes et basses indiquent respectivement les eaux des salars et des eaux « jeunes ». Le forage « Pz de la Muerte » (mesuré en Avril 2015) n'a pas été inclus dans la réalisation du boxplot.

3.1.2. Evolution de la résistivité : état de la zone non saturée et localisation du mur de l'aquifère

Les sondages TDEM (Figure II.3) permettent, le long de profils (Annexe II.4), de décrire les variations spatiales de résistivité (Figure II.9). Pour cela, les résultats des sondages 1D (Annexe II.1) ont été interpolés latéralement via la méthode d'interpolation TIN Clough-Tocher. Ces profils permettent d'apprécier l'évolution spatiale du « *niveau du contraste de résistivité* », et donc du niveau piézométrique de l'aquifère.

Si le « *niveau du contraste de résistivité* » nous renseigne sur l'évolution spatiale du niveau piézométrique et de ses limites, l'analyse des profils (Figure II.9) nous renseigne également sur l'état hydrogéologique de la zone non saturée ou sur la position du mur de l'aquifère dans l'espace (2D) :

a - Propriété de la zone non saturée :

La zone non saturée affiche des horizons très résistifs $\approx 100 - 300 \Omega.m$ (Figure II.9) caractéristiques d'une faible teneur en eau des sédiments. Dans le piedmont, les dépôts sédimentaires grossiers de la formation El Diablo, associés à une faible teneur en eau, induisent des valeurs de résistivité élevées. Dans les plaines d'inondation des cônes alluviaux, les valeurs de résistivité (ex : P1-07 et P1-04 ; Annexe II.1) évoluent selon : i) un niveau superficiel (≈ 1 m d'épaisseur) peu résistif ($< 10 \Omega.m$), caractéristique des plaines d'inondation arides où les dépôts limoneux actuels sont très concentrés en chlorure (Scanlon *et al.*, 1999), induisant une faible résistivité ; ii) un ou deux niveaux résistifs ($\approx 100 \Omega.m$) constituant le reste de la zone non saturée jusqu'au niveau piézométrique en profondeur. Ces niveaux sont caractéristiques d'horizons sédimentaires où la teneur en eau est faible, ce qui tend à indiquer que les propriétés physiques des plaines d'inondation ne sont pas favorables à la recharge de l'aquifère (Scanlon *et al.*, 1999).

La zone non saturée présente aussi des horizons modérément résistifs ($\approx 20 - 60 \Omega.m$), souvent localisés à proximité des zones de drainage où les ravines sont temporairement inondées (Figure II.9.c, II.9.d, II.9.e et II.9.g). Sur les 92 sondages TDEM réalisés (Figure II.3), 6 ne présentent pas de contraste de résistivité bien défini ce qui semble être dû à l'absence d'une zone non saturée résistive (voir sondages P2-12 sur la Figure II.9.b et P5-45 sur la Figure II.9.c). Ces valeurs de résistivité sont induites par des sédiments ayant une teneur en eau plus élevée, indiquant des propriétés physiques favorables à la recharge de l'aquifère. Toutefois, l'apex du cône alluvial de la Quebrada de Tarapaca (Figure II.9.g) - zone de drainage importante et régulièrement inondée - présente une anomalie de résistivité élevée ($200 \Omega.m$). Cette anomalie semble avoir pour origine des flux rapides et fréquents à travers les dépôts perméables (sables et graviers non consolidés) induisant une lixiviation des ions chlorures en profondeur (Scanlon *et al.*, 1999 ; Massuel *et al.*, 2006). Les variations de résistivité au sein de la zone non saturée - décrites ci-dessus - permettent de localiser certaines zones de recharge préférentielle de l'aquifère, notamment dans les ravines du piedmont et au niveau des zones de drainage des cônes alluviaux.

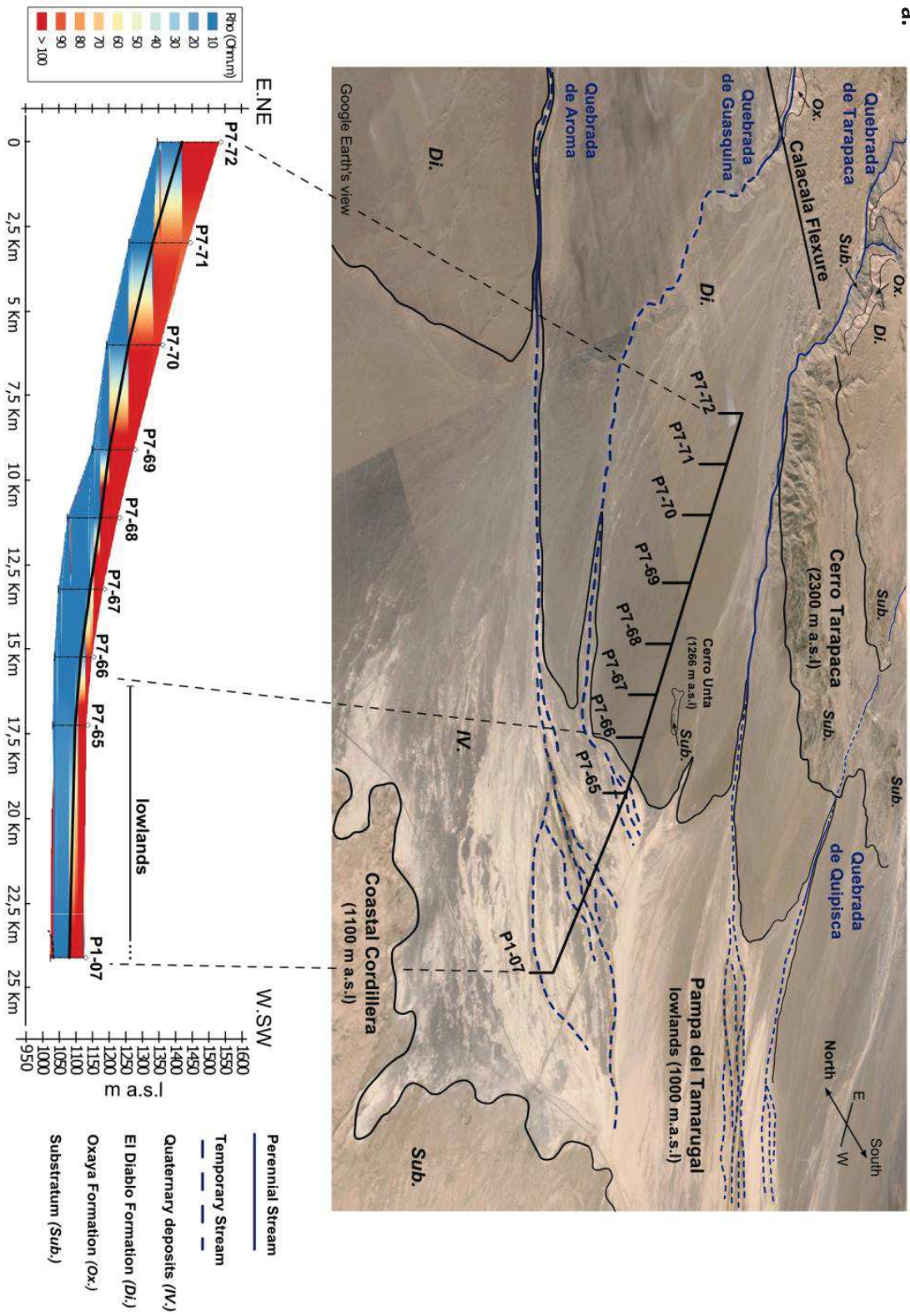
b - Identification du mur de l'aquifère :

Sur certains sondages TDEM, localisés dans la plaine de la Pampa del Tamarugal (Figure II.9.a, II.9.b et II.9.e), un contraste de résistivité bien défini délimite une zone peu résistive (attribué à la zone saturée) d'une zone à forte résistivité ($> 500 \Omega.m$). Sur un axe Nord-Sud (Figure II.9.b) ce contraste bien défini délimite une surface surélevée. Entre la Quebrada de Tiliviche et le cône alluvial de la Quebrada de Aroma, cette surface est attribuée au mur de l'aquifère ($\approx$ à environ 150 m de profondeur mesurée à P2-06 ; Figure II.9.b). La proximité de la Cordillère de la Côte ainsi qu'une morphologie du substratum décrite par Castillo Urrutia (1960) et JICA (1995) identique à celle observée ici permet d'attribuer ce contraste bien défini au substratum. Cette morphologie de haut-paléorelief du

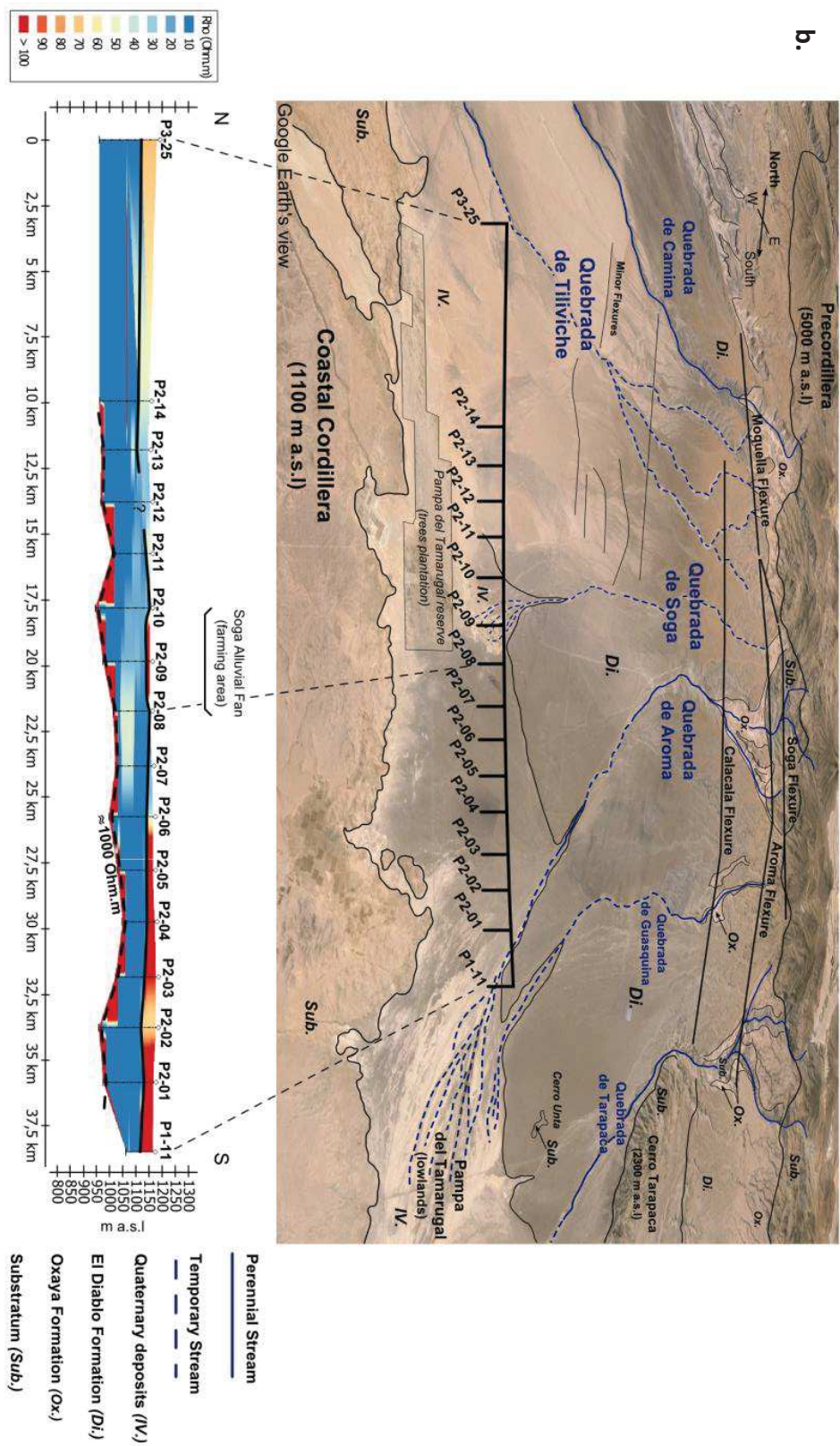
substratum, entre la Quebrada de Tiliviche et l'alluvial fan de la Quebrada de Aroma semble impacter la localisation du dôme piézométrique de l'aquifère.

Cette morphologie de haut paléorelief du substratum semble avoir impacté le remplissage sédimentaire de la Pampa del Tamarugal, notamment durant le Quaternaire (voir Chapitre I). Le réseau hydrographique actuel, tel que celui du cône alluvial de la Quebrada de Soga, et la présence du mur de l'aquifère surélevé semblent être responsables de l'implantation du dôme piézométrique de l'aquifère, tel que observé ici et décrit par Castillo Urrutia (1960) et JICA (1995).

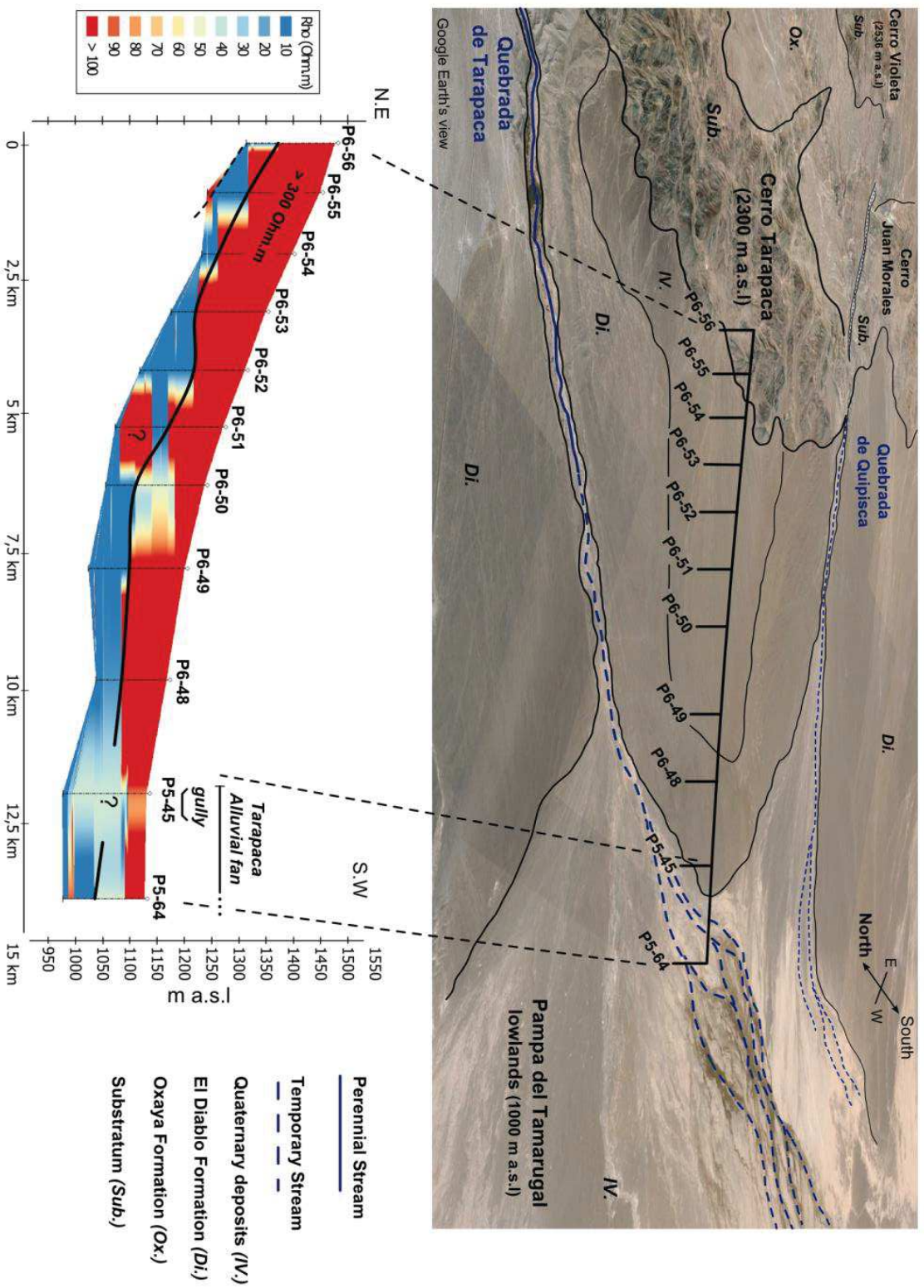
a.



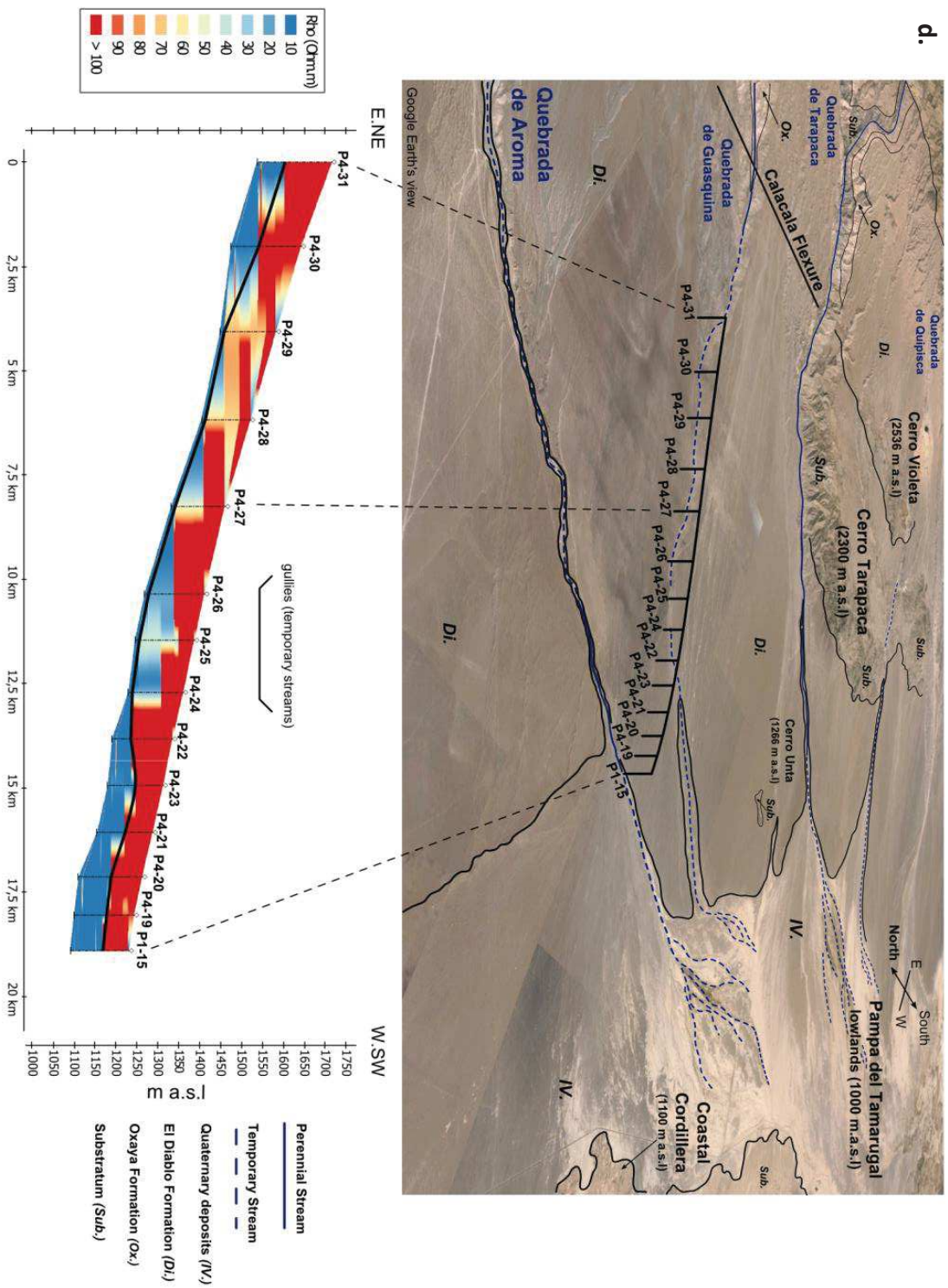
b.



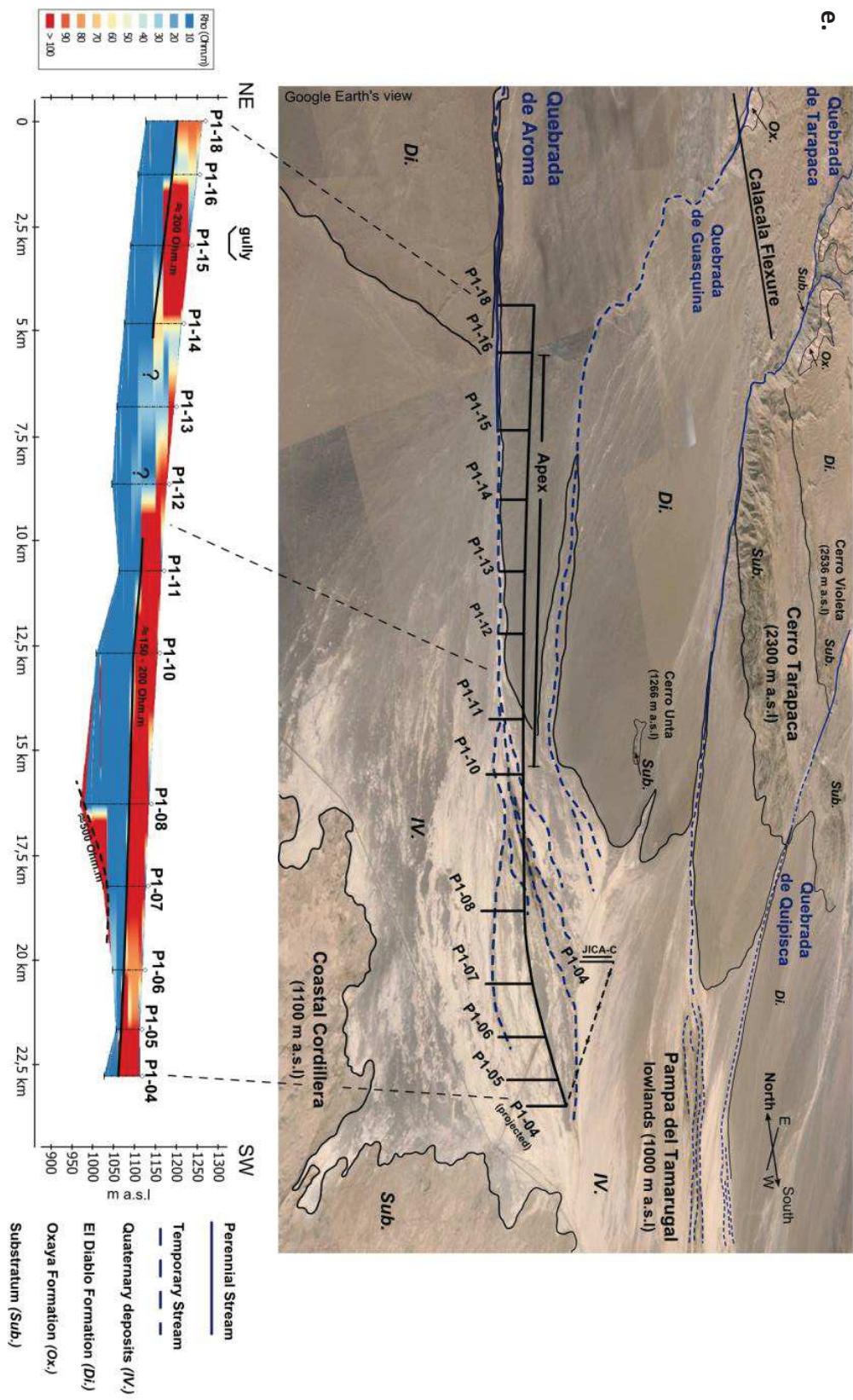
C.



d.



e.



g.

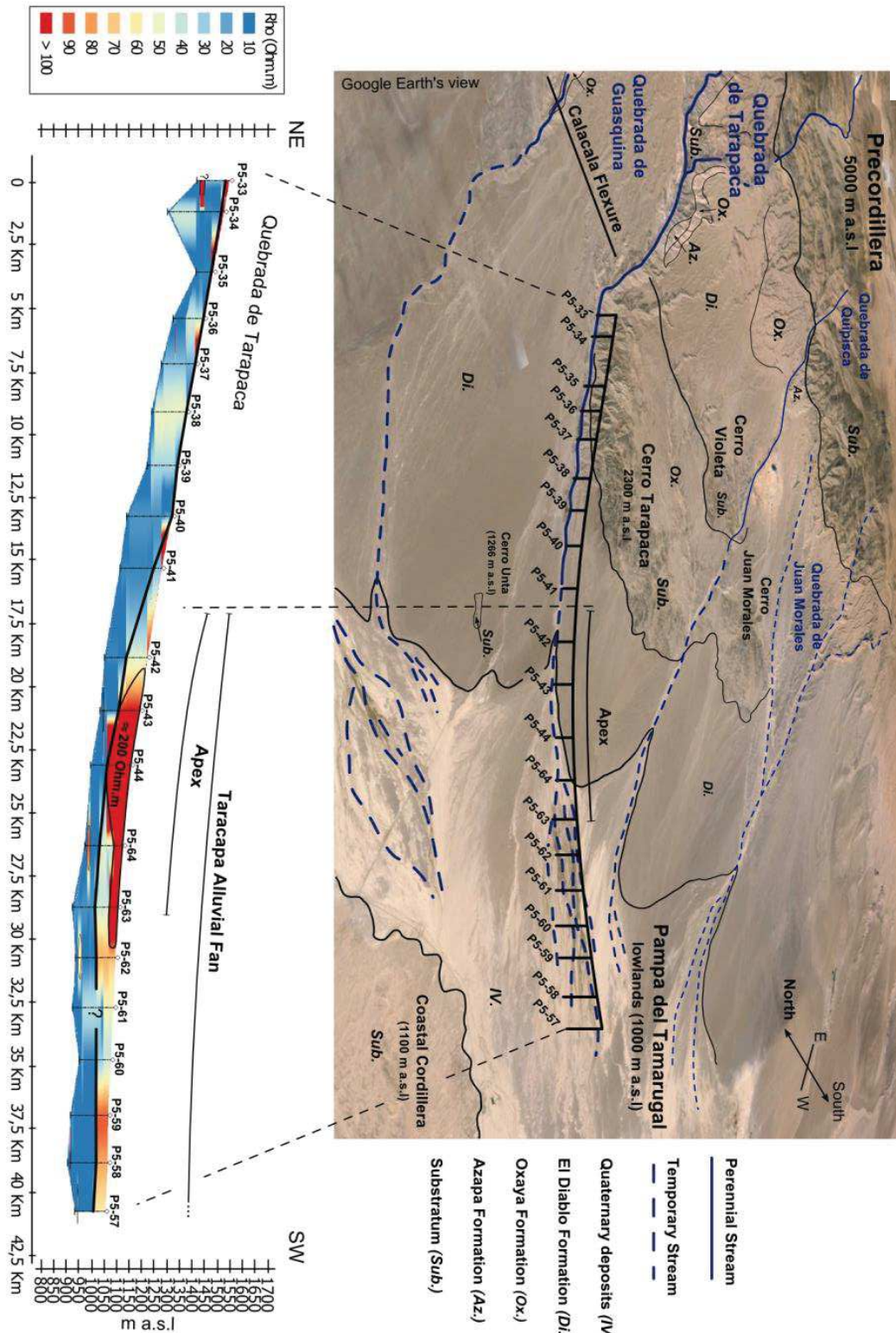


Figure II. 9 : Interpolation latérale des sondages TDEM. Le « *niveau du contraste de résistivité* » (Section II.3.1.1.), corrélé avec le niveau piézométrique de l'Aquifère libre de la Pampa del Tamarugal, est présent sur chaque figure des profils (i.e. ligne noire). **a.** Profil localisé dans le piedmont entre la Quebrada de Guasquina et la Quebrada de Tarapaca. **b.** Profil localisé dans la partie Nord de la plaine de la Pampa del Tamarugal entre la Quebrada de Tiliviche et le cône alluvial de la Quebrada de Aroma. **c.** Profil localisé dans le piedmont, en aval Cerro Tarapaca. **d.** Profil localisé dans le piedmont, entre la Quebrada de Guasquina et la Quebrada de Aroma. **e.** Profil localisé le long du cône alluvial de la Quebrada de Aroma. **f.** Profil localisé dans le piedmont, au niveau de la Quebrada de Tiliviche. **g.** Profil localisé dans le piedmont dans la partie basse de la Quebrada de Tarapaca et de son cône alluvial.

3.1.3. Variabilité latérale du contraste de résistivité et de la piézométrie

L'analyse des profils permet à la fois d'identifier et de caractériser l'évolution spatiale du niveau piézométrique de l'aquifère.

Au niveau du cône alluvial de la Quebrada de Soga (Figure II.9.b), le « *niveau du contraste de résistivité* » prend la forme d'un dôme. Cette forme piézométrique est caractérisée par des gradients orientés respectivement vers le Nord et vers le Sud en direction de la Quebrada de Tiliviche et du cône alluvial de la Quebrada de Aroma. Cette zone de divergence traduit un dôme piézométrique, en accord avec la littérature (Castillo Urrutia, 1960 ; JICA, 1995). Au droit du cône alluvial de la Quebrada de Soga, le « *niveau du contraste de résistivité* » présente une forme concave mettant en évidence une dépression piézométrique localisée (sondages P2-08 à P2-10 ; Figure II.9.b). Celle-ci est probablement induite par la forte densité des ouvrages d'exploitation (puits, forages) utilisés à des fins agricoles dans ce secteur (culture de la pastèque et du melon).

Dans la section suivante, les nouveaux résultats traitent de l'organisation spatiale du niveau piézométrique, acquis à partir des sondages TDEM (voir section 3.1.1.). Les résultats présentés ici montrent que le « *niveau du contraste de résistivité* » est continu dans la plaine de la Pampa del Tamarugal et qu'il se poursuit jusque dans le piedmont (Figures II.9.a, II.9.b, II.9.c, II.9.d, II.9.f et II.9.g) avec un gradient hydraulique moyen de 2%, au-delà des limites de l'aquifère, telles que définies dans la littérature (Castillo Urrutia 1960; JICA, 1995; DGA 2011). Les différents profils proposés (Figures II.9.a, II.9.c, II.9.d, II.9.f, II.9.g) montrent que :

i) le « *niveau du contraste de résistivité* » (i.e. niveau piézométrique) tend à être subparallèle à la surface topographique.

ii) dans la partie basse de la Quebrada de Tarapaca (sondages P5-33 à P5-40 ; Figure II.9.g), le « *niveau du contraste de résistivité* » est localisé près de la surface topographique où les écoulements de surface sont permanents. Malgré une faible résolution du TDEM dans les premiers mètres, les altitudes du niveau piézométrique et de l'écoulement de surface semblent être identiques et donc ici connectées. Cette connexion indiquerait des échanges importants entre les eaux de surface et les eaux souterraines.

iii) le gradient hydraulique indiqué par le « *niveau du contraste de résistivité* » semble être impacté localement par la proximité des failles et des flexures mineures (Figure II.9.f), ce qui indique une probable évolution du champ de perméabilité des couches aquifères à proximité des zones de flexures. Cette hypothèse permet également d'expliquer certaines perturbations locales du gradient hydraulique, observées sur d'autres profils (ex : Figures II.9.c et II.9.d). Ces perturbations s'alignent en effet suivant une direction nord-sud, qui

correspond à la direction principale des structures morphotectoniques régionales (e.g. Muñoz et Charrier, 1996; Farias *et al.*, 2005; Muñoz-Tolorza, 2007; Jordan *et al.*, 2010). Ce type d'analyse permet d'identifier l'incidence d'accidents tectoniques sous couverture sur les écoulements souterrains, alors que leurs existences sont difficiles à appréhender car ils n'impactent pas les couches sédimentaires proches de la surface.

3.2. Résultats et identification d'un schéma hydrologique commun aux canyons de la Dépression Centrale

Dans cette partie nous allons aborder des résultats acquis lors de la campagne de jaugeages, réalisée dans la Quebrada de Aroma, et discuter de leurs implications sur la recharge de l'aquifère.

3.2.1. Evolution du débit le long de la Quebrada de Aroma

Les mesures de débit, réalisées au sein du piedmont le long de la Quebrada de Aroma, ont permis de mettre en évidence une évolution des débits d'amont en aval en fonction de la lithologie de la Quebrada de Aroma (Figure II.10).

Zone 1, Figure II.10.a :

Dans la partie haute du piedmont, l'écoulement a lieu au-dessus de la formation Oxaya (Figures II.10.a et II.10.b) composée d'ignimbrites et de bancs alluviaux intercalés (Farias *et al.*, 2005). Cette section d'écoulement est séparée du substratum (en amont) par la Flexure de Aroma et de la formation El Diablo (en aval) par la Flexure de Calacala. Le long de cette section, la perte linéaire du flux de surface est estimée à $-1,7 \text{ l.s}^{-1}/\text{km}$ (Figure II.10.a) à partir des différents jaugeages. Si l'infiltration a lieu dans un premier temps dans la couverture alluvionnaire localisée dans le fond du canyon, elle est restreinte en profondeur (quelques mètres) par la formation Oxaya elle-même. Les alternances de dépôts pyroclastiques et alluviaux de la formation Oxaya semblent favoriser un faible drainage en profondeur. Ce drainage, rapporté à la largeur moyenne de 1 m du ruisseau (observé sur le terrain) est estimé à $1,7 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$. Toutefois, on peut noter que cette valeur n'est pas une estimation du drainage effectif en profondeur depuis la rivière, car celle-ci ne tient pas compte des flux latéraux de la zone non saturée qui sont repris par évapotranspiration.

Zone 2, Figure II.10.a :

Dans la partie basse du piedmont, en aval de la Flexure de Calacala, la rivière s'écoule au-dessus des dépôts alluviaux (conglomérats et grès) (Figure II.10.c) de la formation El Diablo (Farias *et al.*, 2005). Le long de cette section, la perte linéaire du flux de surface est estimée à $-7,2 \text{ l.s}^{-1}/\text{km}$ (Figure II.10.a). Le drainage en profondeur, rapporté à la largeur moyenne de 1 m du ruisseau (observé sur le terrain) est estimé à $7,2 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$. Toutefois, les

mêmes limitations liées à l'absence d'information sur les conditions d'infiltration et de reprise évaporatoire, telles que mentionnées précédemment, sont encore à considérer. Le changement de lithologie (passage de la formation Oxaya à la formation El Diablo), causé par la Flexure de Calacala, conduit à une perte de presque la moitié du flux de surface (passage de $112 \pm 13 \text{ l.s}^{-1}$ à $63 \pm 8 \text{ l.s}^{-1}$). En aval, les débits diminuent progressivement, jusqu'à la disparition du flux de surface (Figures II.10.a, et II.10.d).

3.2.2. Evolution de la Conductivité Electrique (CE) le long de la Quebrada de Aroma

Le long de la Quebrada de Aroma (Figure II.10.a), la conductivité électrique de l'eau de surface augmente d'amont en aval ($2990 \pm 60 \text{ }\mu\text{S.cm}^{-1}$ à $3895 \pm 78 \text{ }\mu\text{S.cm}^{-1}$), traduisant une augmentation progressive de la minéralisation. Cette augmentation de la minéralisation, observée par Magaritz *et al.* (1989) et Aravena et Suzuki (1990) dans les différents canyons du bassin de la Pampa del Tamarugal, est engendrée par l'augmentation significative des cations sodium et calcium et des anions sulfate et chlorure. Ces apports sont dûs aux échanges de subsurface, tels que la reprise évapotranspiratoire qui concentre les ions dans le sol (croûtes de sel observées sur les berges de la rivière) et les crues qui apportent à chaque inondation des dépôts fortement minéralisés provenant du lessivage des têtes de bassin.

3.2.3. Mise en évidence d'une nappe perchée

Zone 3, Figure II.10.a :

En aval de la Quebrada de Aroma, un flux de surface permanent de quelques l.s^{-1} ($12 \pm 1 \text{ l.s}^{-1}$ à « puente de Aroma ») apparait et se perd progressivement dans l'apex du cône alluvial (Figure II.10.a). Due aux mêmes processus que ceux précédemment mentionnés, la conductivité électrique de l'eau de surface augmente d'amont en aval. Dans la partie basse du piedmont, un horizon ($\approx 10 \text{ m}$ d'épaisseur) latéralement limité et localisé dans la formation El Diablo (Figure II.10.e) passe progressivement sous les alluvions quaternaires de la Quebrada de Aroma. Cet horizon est composé de conglomérats à matrice sableuse cimentée ce qui lui confère un caractère imperméable. Cette configuration conduit à une nappe perchée, située dans les alluvions quaternaires du canyon, et isolée de l'aquifère régional qui est lui localisé dans la formation El Diablo. En période de hautes-eaux la nappe est rechargée puis se vidange progressivement vers l'aval durant l'été (observé ici).

3.2.4. Synthèse et modèle conceptuel régional des écoulements de surface

Les relevés hydrologiques, réalisés dans la Quebrada de Aroma, permettent de proposer un schéma régional de zones d'infiltration préférentielle et permanente

(Figure II.10.a), transposable aux autres canyons de la zone d'étude. En effet, les écoulements permanents, provenant de la Prêcordillêre, se perdent progressivement dans les parties basses du piedmont au niveau de la formation El Diablo. Dans la Quebrada de Guasquina (ou « Huasquina ») les changements lithologiques sont semblables à ceux observés dans la Quebrada de Aroma, ce qui permet d'y transposer le modèle proposé. La Quebrada de Tarapaca est quant à elle caractêrisêe par des écoulements permanents, dans la partie haute du piedmont, où le substratum imperméable affleure (Sanchez, 1974). Ces écoulements se perdent progressivement à l'aval du Cerro Tarapaca dans la formation El Diablo. Cette information est également confirmêe par les informations géophysiques de subsurface (Figure II.9.g). Ces zones d'infiltration, préférentielles et permanentes, sont à l'origine d'une recharge continue de l'aquifère via les apports d'eau de surface (i.e. la rivière). Elles matérialisent une limite à condition de flux, précisant ainsi les limites de l'aquifère dans sa partie orientale.

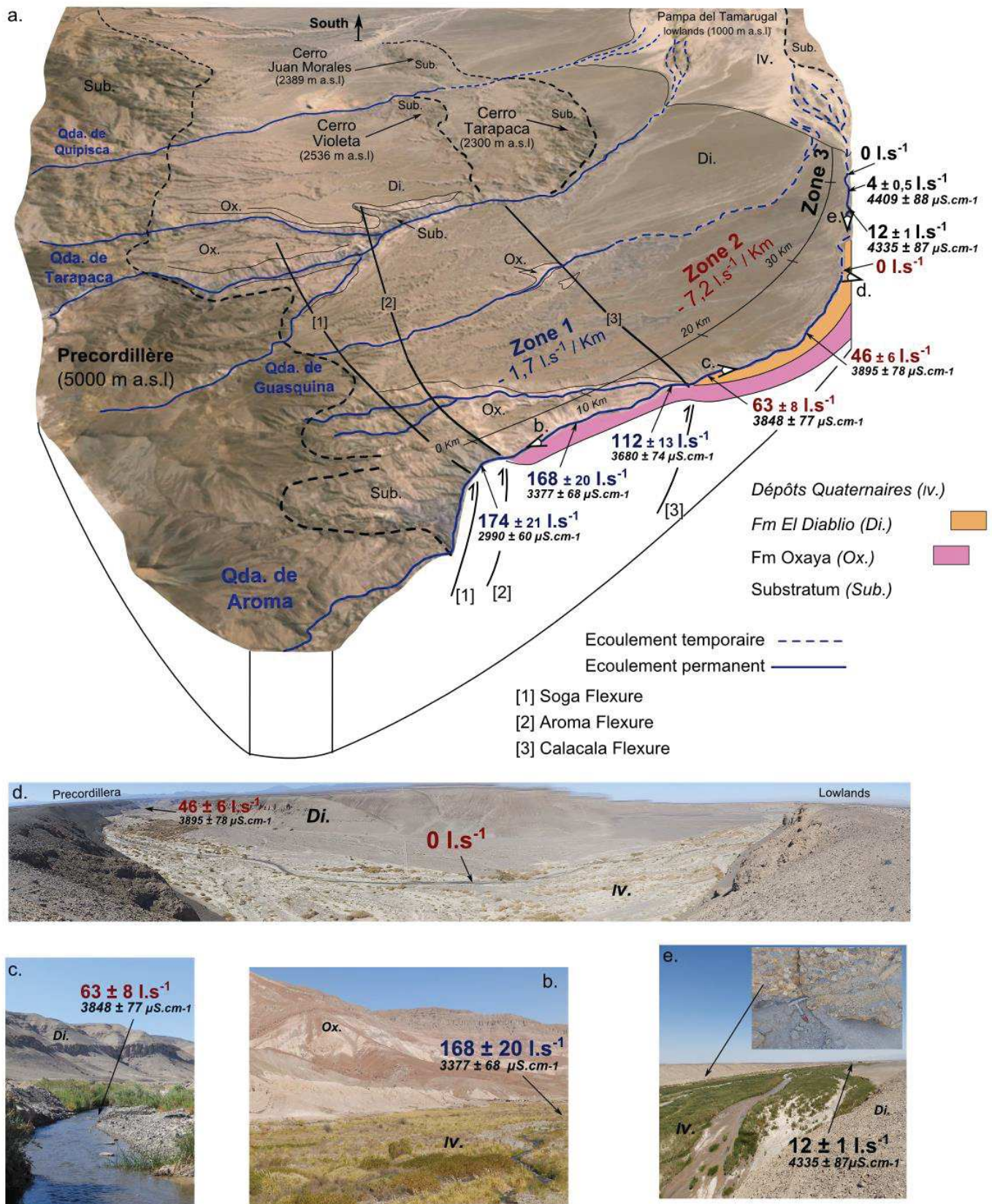


Figure II. 10 Schéma hydrologique des cours d'eau du Piedmont Andin entre 19,5°S et 20°S. Le fond géologique est extrait de Farias *et al.* (2005), Muñoz Tolorza (2007) et des résultats du Chapitre I. Les vues accompagnées des lettres (b,c,d,e) illustre le point de vue des photos (ci-après). **a.** Schéma hydrologique des cours d'eau et des pertes du Piedmont Andin entre 19,5°S et 20°S. **b.** Zone amont de la Quebrada de Aroma : écoulement au-dessus des ignimbrites et bancs alluviaux intercalés de la formation Oxaya. **c.** Zone aval de la Flexure de Calacala : écoulement au-dessus de la formation El Diablo. **d.** Zone aval de la Quebrada de Aroma et disparition de la rivière au-dessus de la formation El Diablo. **e.** Nappe perchée et écoulement de surface localisés au-dessus d'un horizon de conglomérats à matrice cimentée.

4. Discussion des résultats

4.1. Analyse et critique des charges hydrauliques interpolées

Dans la zone d'étude, une carte piézométrique a été réalisée en compilant les informations obtenues par des mesures directes du niveau piézométrique dans les puits ou les forages (voir Section 2.2.3. et Annexe II.3) et par des mesures indirectes qui ont été acquises à partir du « *niveau du contraste de résistivité* » (voir Section 3.1.1.). Parmi les 92 mesures indirectes réalisées, 6 n'ont pas permis d'identifier le « *niveau du contraste de résistivité* » (Section 3.1.1 et Figure II.3) et 5 ont été réalisées à proximité d'un forage de contrôle (Section 3.1.1 et Figure II.3). Pour ces 5 forages, le niveau piézométrique correspond à la mesure directe qui a été réalisée dans le forage (plus précise que la mesure indirecte). Au total, 115 données représentatives de la piézométrie de l'aquifère (81 sondages TDEM et 34 puits et forages) ont été interpolées par krigeage sous SAGA-GIS (Figure II.11.a), ce qui a permis de proposer une carte piézométrique de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal.

Afin d'apprécier la représentation des valeurs interpolées, un index d'écart (Figure II.11.b) défini comme le ratio entre l'écart-type et la valeur interpolée, a été calculé pour chaque cellule de la zone interpolée, afin de retenir les valeurs interpolées les plus fiables statistiquement.

Cet indice caractérise les zones interpolées avec un index d'écart supérieur à 6% (valeur au-delà de laquelle les différents modèles de krigeage divergent) comme peu fiable statistiquement. L'affichage de la piézométrie interpolée est donc limité aux zones où l'index d'écart est $\leq 6\%$ (Figure II.11.c).

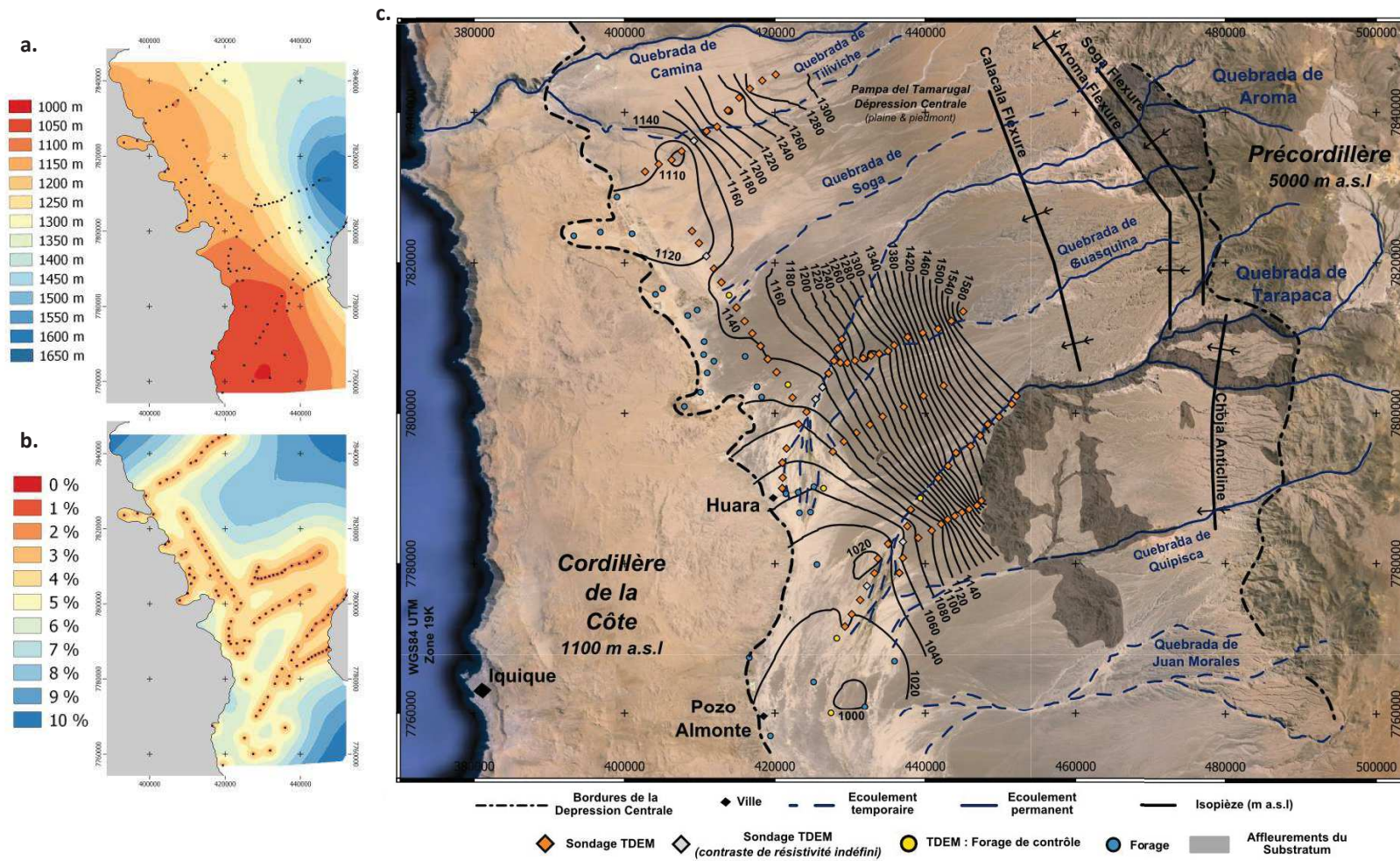


Figure II. 11 : Piézométrie de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal entre 19,5°S et 20°S. **a.** Interpolation spatiale des charges piézométriques. **b.** Distribution spatiale de l'indice d'écart, défini comme le ratio de l'écart-type par rapport à la valeur interpolé. **c.** Carte piézométrique de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal entre 19,5°S et 20°S. L'affichage des valeurs interpolées est restreint aux zones où l'index d'écart est $\leq 6\%$. Le schéma structural utilisé est tiré de Farias *et al.* (2005), Muñoz Tolorza (2007) et des résultats du Chapitre I.

4.2. Carte piézométrique

L'interpolation des données acquises (Section 4.1.) a permis d'obtenir une carte piézométrique (Figure II.11.c) décrivant les écoulements de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal. Les propriétés de l'aquifère, telles que décrites dans la littérature (Castillo Urrutia, 1960 ; JICA, 1995) sont également visibles sur cette carte : le caractère imperméable de la Cordillère de la Côte (limite occidentale), le dôme piézométrique dans la zone nord décrivant une zone de partage des eaux (limite nord) ainsi qu'un flux régional vers le sud.

Cette carte piézométrique (Figure II.11.c) montre que la limite orientale de l'aquifère se poursuit jusque dans le piedmont, au-delà des limites de l'aquifère définies dans la littérature (Castillo Urrutia 1960; JICA, 1995; DGA 2011). L'analyse de cette carte piézométrique apporte également de nouvelles informations sur les propriétés hydrogéologiques (i.e. conditions aux limites, écoulements) permettant de préciser le fonctionnement de l'aquifère :

i) Entre la Quebrada de Tarapaca et la Quebrada de Aroma, les isopièzes indiquent un écoulement provenant majoritairement du piedmont, avec un gradient hydraulique vers l'ouest sud-ouest d'environ 2%. La continuité des isopièzes indique que la limite orientale de l'aquifère est localisée dans le piedmont et non pas à la limite orientale de la plaine de la Pampa del Tamarugal, tel que proposé dans les études antérieures (JICA, 1995 ; DGA, 2011).

ii) Au niveau de la Quebrada de Tarapaca, les isopièzes indiquent que l'écoulement a la même direction que le flux permanent de surface. De plus, la connexion entre le niveau piézométrique et l'écoulement de surface (Section 3.1.3. et Figure II.9.g) montre qu'une alimentation continue de l'aquifère est assurée localement par les écoulements permanents, ce qui est caractéristique des zones arides (Rushton, 1997). L'analyse de l'évolution des débits a permis d'identifier ce processus dans la zone d'étude (Section 3.2.1.). L'écoulement de surface permanent, s'écoulant sur la formation El Diablo, contrôle la recharge de l'aquifère et conditionne localement les conditions de flux sur la limite orientale de l'aquifère.

iii) Au niveau de la bordure occidentale du Cerro Tarapaca, les courbes isopièzes indiquent des écoulements souterrains complexes. En effet, celles-ci indiquent que la bordure nord-ouest aurait un caractère imperméable alors que la bordure ouest serait une limite infiltrante avec la présence d'un écoulement souterrain vers le sud-ouest (gradient hydraulique $\approx 3\%$). La continuité de la formation El Diablo ainsi que le gradient hydraulique depuis l'aval du Cerro Tarapaca jusqu'à la plaine de la Pampa del Tamarugal indiquent une continuité et une recharge de l'aquifère permettant de soutenir le gradient hydraulique. Cette recharge peut avoir comme origine a) des flux ascendants, via un réseau de failles, comme proposé par Magaritz *et al.* (1990) ou b) des apports de surface significatifs induits

par des précipitations extrêmes à l'origine d'un ruissellement important sur le massif plutonique du Cerro Tarapaca. La majeure partie de ce ruissellement peut alors s'infiltrer au niveau de la bordure Est du Cerro Tarapaca. Le flanc Ouest du Cerro Tarapaca et les sédiments de bas de pente localisés en aval (Figure II.12) joueraient alors le rôle de « mountain front zone », où les processus de « mountain front recharge » ont lieu (Kruseman, 1997 ; Wilson et Guan, 2004).



Figure II. 12 : Ecoulements temporaires (délimités en bleu) localisés sur le flanc Ouest du Cerro Tarapaca au niveau du cône alluvial quaternaire (délimité en noir).

iv) Au sein du piedmont, des perturbations locales du gradient hydraulique sont observables via l'écartement des courbes isopièzes. Ces perturbations sont liées à l'impact des accidents tectoniques sous couverture (flexures) qui ont affecté les structures sédimentaires du réservoir aquifère, et donc ses propriétés hydrodynamiques dépendantes de la lithologie (Voir Section 3.1.3 et Figure II.9.f).

v) Au niveau de la plaine de la Pampa del Tamarugal, les izopièzes indiquent que les écoulements souterrains convergent en direction des cônes alluviaux des canyons où la transmissivité est relativement élevée (gradient hydraulique $\approx 0,2\%$). L'orientation des écoulements souterrains vers le Sud semble indiquer la présence de zones de drainage préférentielles, orientés nord-sud, dans les dépôts sédimentaires de la plaine de la Pampa del Tamarugal (i.e. dépôts quaternaires et formation El Diablo). Les eaux souterraines, provenant du piedmont, sont alors drainées vers le sud jusqu'à l'exutoire naturel du système hydrogéologique qui est caractérisé par le Salar de Pintados.

4.3. Modèles conceptuels de fonctionnement : géométrie, conditions aux limites et processus de recharge

Du fait des propriétés distinctes des différents bassins versants pouvant contribuer à l'alimentation de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal dans sa partie orientale, deux modèles conceptuels ont été proposés pour rendre compte des processus de recharge dans le piedmont en fonction des géométries distinctes du réservoir, et des diverses conditions aux limites de l'aquifère (Figure II.13). Ces modèles pointent les processus de recharge « actuels » au niveau du piedmont, à travers les formations fin-cénozoïques, mais ne considèrent pas les flux ascendants à long temps de transit (quelques milliers d'années) pouvant recharger l'aquifère via le réseau de failles et de fractures du substratum (Magaritz *et al.*, 1990).

4.3.1. Modèles type de la Quebrada de Aroma

Le modèle de la Quebrada de Aroma (Figure II.13) est caractérisé par une continuité des couches aquifères, depuis la Précordillère où affleure le substratum jusque dans la plaine de la Pampa del Tamarugal en aval. En dehors de la complexité intra-sédimentaire, seuls les accidents tectoniques (failles et flexures) modifient la géométrie de ces couches aquifères comme la formation El Diablo au niveau de la Flexure de Calacala. Dans le cas présent, la base de la formation El Diablo est à l'affleurement en amont de la Flexure de Calacala (Figure II.1) alors qu'elle ne l'est pas en aval (Farias *et al.*, 2005). Les formations fin-cénozoïques sous-jacentes affleurent dans la partie haute du piedmont et elles sont continues jusque dans la plaine de la Pampa del Tamarugal (Farias *et al.*, 2005 ; Jordan *et al.*, 2010). Enfin, les dépôts alluviaux quaternaires, localisés dans les fonds de canyon, sont également continus depuis l'amont du piedmont jusqu'à la plaine de la Pampa del Tamarugal en aval (cônes alluviaux).

Le réseau hydrographique est associé à un écoulement de surface permanent, depuis la Précordillère jusqu'à l'aval de la Flexure de Calacala (changement lithologique) où celui-ci se perd progressivement. Le contexte hyper-aride est décrit à la fois par une moyenne annuelle des précipitations inférieure à 10 mm.an⁻¹ en dessous de 2000 m a.s.l et par un gradient positif des précipitations au-dessus de 2000 m a.s.l, jusqu'à 180 mm.an⁻¹ (Figure II.1). Les périodes de hautes eaux sont liées à des précipitations d'altitude qui génèrent une augmentation du débit des cours d'eau qui inondent alors les zones basses du piedmont ainsi que parfois le cône alluvial. En période de basses eaux, le principal soutien des écoulements de surface provient des sources localisées dans la Précordillère.

La continuité des couches aquifères dans le piedmont (absence de limite à flux nul) implique que la zone saturée de l'aquifère est également continue dans le piedmont. Le gradient hydraulique indique des écoulements souterrains depuis le piedmont vers la plaine de la Pampa del Tamarugal en aval. Dans le cas présent, l'aquifère contenu dans la formation El Diablo (formation principale dans laquelle la ressource en eau souterraine est extraite) est

limité géologiquement par la Flexure de Calacala. La limite orientale de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal est une limite infiltrante (à condition de flux) localisée dans la formation El Diablo ; 30 km plus à l'Est (Figure II.14) que celle mentionnée dans la littérature (JICA, 1995; DGA, 2011). En amont de la Flexure de Calacala, les formations aquifères sous-jacentes à la formation El Diablo, telle que la formation Oxaya, sont continues et l'écoulement de surface est permanent (Figure II.10). Ces caractéristiques laissent supposer que la zone saturée est aussi continue dans la partie haute du piedmont et que des flux en provenance de formation Oxaya alimentent alors probablement l'aquifère contenu dans la formation El Diablo au niveau de la Flexure de Calacala. Cette analyse est confirmée par les résultats des sondages TDEM (DGA, 2013) réalisés entre la Précordillère et la Flexure de Calacala, indiquant une zone saturée en profondeur depuis le fond du canyon (écoulement de surface permanent). L'ensemble de ces résultats indique que la zone saturée de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal est continue au sein des formations sous-jacentes et que la limite orientale de l'aquifère serait ainsi localisée au niveau de la Précordillère (Flexure de Aroma), à environ 50 km à l'Est (Figure II.14) de celle mentionnée dans la littérature (JICA, 1995; DGA, 2011). Le contact entre le substratum et ces couches aquifères correspond alors à une limite à flux nul.

Les écoulements permanents, localisés dans le fond du canyon, contraignent les conditions aux limites de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal : i) la Flexure de Calacala (Figure II.13) correspondrait ainsi à la limite amont de l'aquifère localisé dans la formation El Diablo ; ii) les écoulements temporaires, induits par les précipitations d'altitude, assurent une recharge ponctuelle au niveau de la « Mountain Front Zone », dans le réseau de ravines en surface du piedmont et dans les cônes alluviaux - apex et zones de drainage - au niveau de la plaine de la Pampa del Tamarugal (exemple parmi d'autres Simmers *et al.*, 1997 ; Scanlon *et al.*, 1999 ; Wilson et Guan, 2004).

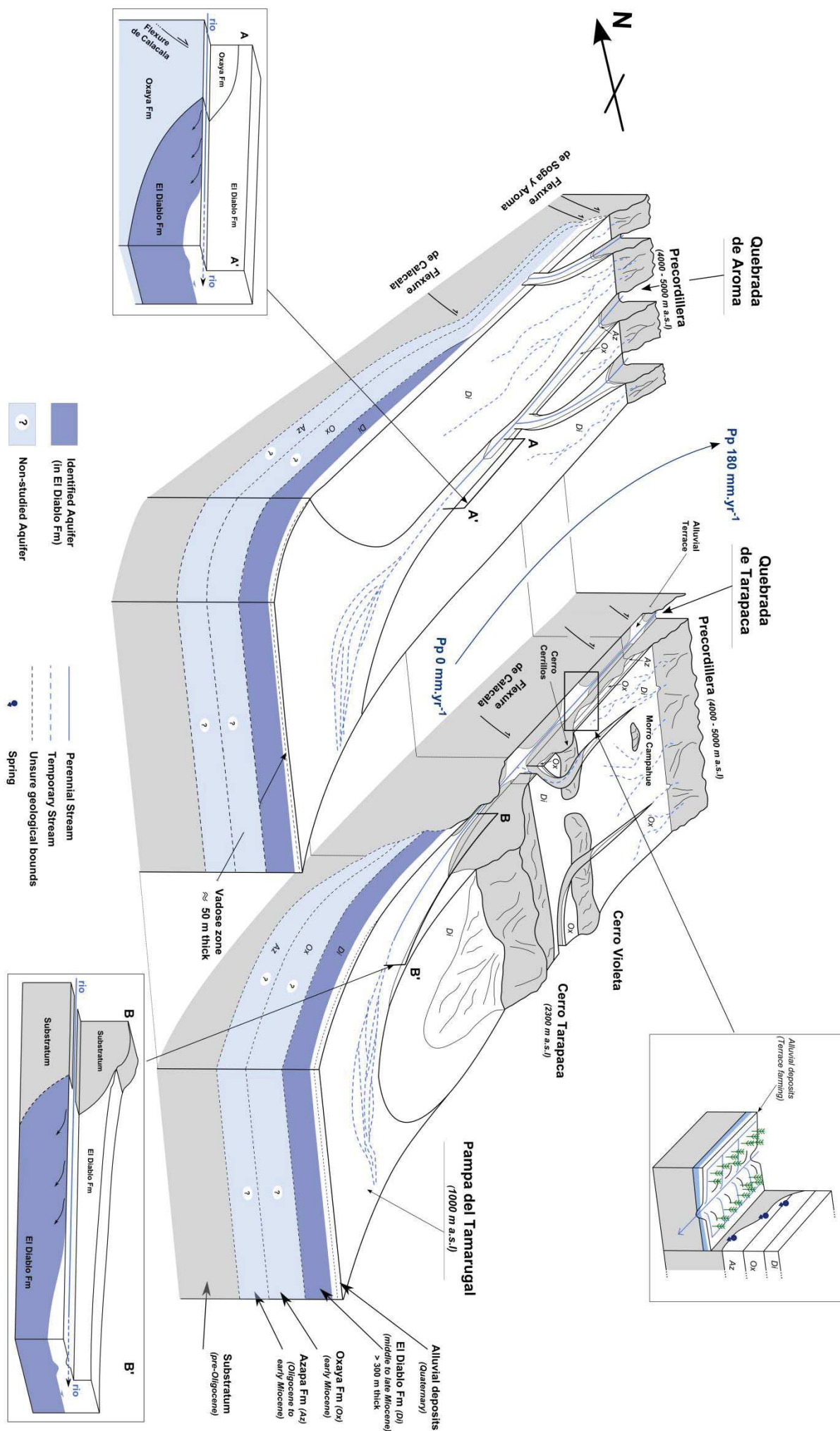


Figure II. 13 : Modèles conceptuels de fonctionnement de deux piedmonts arides localisés dans le bassin de la Pampa del Tamarugal (type Quebrada de Aroma et Quebrada de Tarapaca). Le schéma géologique est extrait de Farias *et al.* (2005), Muñoz Tolorza (2007), Jordan *et al.* (2010) et des résultats du Chapitre I.

4.3.2. Modèles type de la Quebrada de Tarapaca

Le modèle de la Quebrada de Tarapaca (Figure II.13) est caractérisé par une discontinuité des couches aquifères (formations fin-Cénozoïques), dont la formation El Diablo, le long du piedmont. Celle-ci est illustrée par de hauts reliefs du substratum tel que le Cerro Tarapaca qui déconnecte les niveaux aquifères localisés dans la partie amont du piedmont de ceux localisés en aval et au niveau de la plaine de la Pampa del Tamarugal où la formation El Diablo présente une puissance supérieure à 300 m (voir Chapitre I et JICA, 1995 ; Farias *et al.*, 2005 ; Muñoz Tolorza, 2007 ; Jordan *et al.*, 2010 ; Hartley et Evenstar, 2010; Jordan *et al.*, 2014; Armijo *et al.*, 2015). Contrairement à la Quebrada de Aroma et du fait d'une surélévation du substratum dans la partie amont du piedmont, la couverture du piedmont (formations fin-Cénozoïques) dont la formation El Diablo, n'est pas connectée aux formations alluviales localisées dans le fond du canyon. La surélévation du substratum a engendré une discontinuité des terrasses alluviales quaternaires, localisées dans la partie amont du canyon, les déconnectant ainsi de la plaine de la Pampa del Tamarugal en aval. Dans la partie amont du piedmont, quelques zones ouvertes au sein du substratum ont favorisé localement l'implantation de terrasses alluviales (agricoles) quaternaires (Figure II.13).

Le réseau hydrographique est défini par un écoulement de surface permanent, sur le substratum, depuis la Précordillère jusqu'en aval du Cerro Tarapaca (changement lithologique) où l'écoulement se perd progressivement. Les inondations de la partie basse du canyon et du cône alluvial, sont soumises à la même variabilité climatique que celle décrite pour la Quebrada de Aroma. Contrairement au modèle de la Quebrada de Aroma, des nappes d'eau sont contenues dans les terrasses alluviales qui sont utilisées pour l'activité agricole (irrigation par submersion). L'eau ainsi infiltrée est stockée dans ces terrains quaternaires qui redistribuent progressivement ces eaux souterraines aux écoulements de surface. Ces processus permettent de soutenir l'écoulement de la Quebrada de Tarapaca.

Compte tenu de la géométrie des couches aquifères et des limites du substratum, l'aquifère est continu depuis la limite imperméable du substratum surélevé (Cerro Tarapaca) en amont jusque dans la partie basse du piedmont. L'aquifère contenu dans la formation El Diablo est donc limité géologiquement par le Cerro Tarapaca (Figure II.13). Cette limite orientale (flux nul) de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal est localisée à environ 10 km à l'Est (Figure II.14) de celle mentionnée dans la littérature (JICA, 1995; DGA, 2011). Dans la partie haute du piedmont, les eaux souterraines circulant dans les formations aquifères fin-cénozoïques sont contraintes par la limite imperméable du substratum ce qui induit de nombreuses sources (voir Figures II.1 et II.13 et Chapitre I).

Les écoulements permanents, localisés dans le fond du canyon, contraignent les conditions aux limites de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal : i) la zone de perte localisée en aval du substratum (Cerro Tarapaca), dans la formation El Diablo, définit une zone de recharge de l'aquifère où le flux permanent de surface impacte le gradient hydraulique de l'aquifère ; ii) les écoulements temporaires, tels que décrits précédemment dans le modèle

de la Quebrada de Aroma, assurent une recharge ponctuelle dans les zones géomorphologiquement favorables à la recharge.

Lors d'évènements hydroclimatiques extrêmes, la limite d'extinction des précipitations, fixée à 2000 m a.s.l, se décale probablement vers l'ouest à des altitudes plus faibles. Des ruissellements important peuvent alors avoir lieu sur le flanc ouest du Cerro Tarapaca et s'infiltrer dans les cônes alluviaux (débris de bas de pente) contribuant ainsi à recharger l'aquifère. Durant ces évènements climatiques extrêmes, le flanc ouest du Cerro Tarapaca joue le rôle de « mountain front zone » où des processus de « mountain front recharge » opèrent.

Ces deux modèles (Figure II.13), représentatifs des processus hydrogéologiques de bassins géomorphologiquement distincts (Quebrada de Aroma et de Tarapaca), décrivent les processus hydrogéologiques du Piedmont Andin étudié. En raison de propriétés géologiques et hydroclimatiques relativement similaires, ces modèles conceptuels semblent être transposables aux autres zones de piedmont aride et hyper-aride présentes dans le Nord du Chili et le Sud du Pérou.

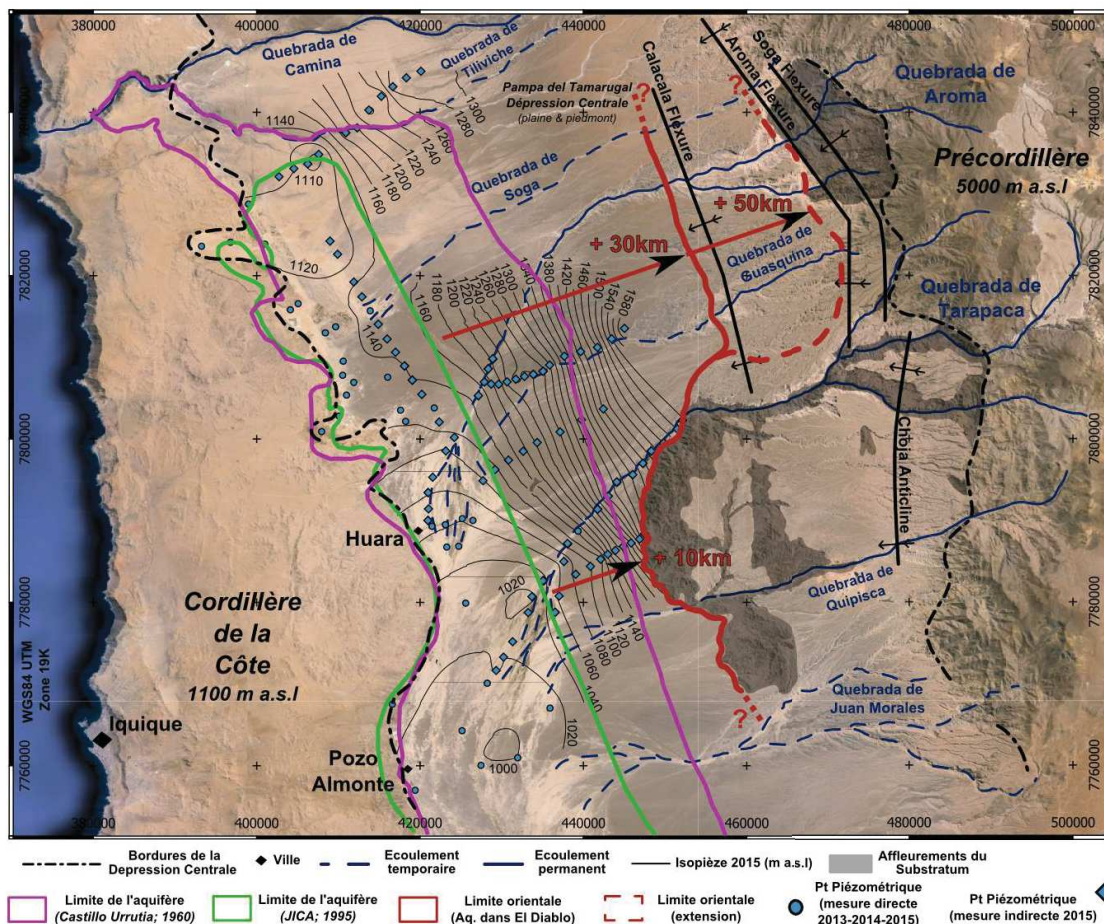


Figure II. 14 : Piézométrie et nouvelles limites orientales de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal entre 19,5°S et 20°S. L'extension de l'aquifère vers l'Est est calculée à partir de la limite qui est actuellement utilisée pour l'analyse hydrogéologique de l'aquifère. Le schéma structural utilisé est tiré de Farias *et al.* (2005), Muñoz Tolorza (2007) et des résultats du Chapitre I.

Conclusion du Chapitre II

Ce chapitre illustre l'apport des mesures géophysiques (TDEM) pour l'étude des aquifères localisés dans les zones de piedmont aride et hyper-aride, où l'information hydrogéologique est difficilement accessible. Les mesures TDEM ont notamment permis d'identifier et de caractériser le niveau piézométrique de l'aquifère libre et la continuité spatiale de la zone saturée, en complément de mesures hydrogéologiques (piézométrie, log géologique) et hydrologiques (jaugeages).

En tenant compte du schéma géologique régional de la zone d'étude, la géométrie et les conditions aux limites de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal (Nord Chili) ont été redéfinies. Contrairement aux études hydrogéologiques passées qui limitaient depuis plus de 50 ans l'aquifère à la plaine de la Pampa del Tamarugal ; notre étude redéfinit la limite orientale de l'aquifère (contenu dans la formation El Diablo) 10 à 30 km à l'Est au sein du Piedmont Andin. Cette redéfinition de la limite orientale a une incidence directe et significative sur la ressource en eau contenue dans l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal. La carte piézométrique développée dans ce chapitre a permis de mettre en évidence les directions principales des écoulements souterrains. Ces écoulements montrent que la partie aval de l'aquifère est principalement alimentée par les eaux contenues dans la couverture du piedmont et non pas uniquement par des processus de recharge qui opèrent aux niveaux des cônes alluviaux dans la plaine de la Pampa del Tamarugal.

Ces travaux ont également permis de proposer un modèle conceptuel de fonctionnement d'un aquifère localisé en zone de piedmont aride et hyper-aride. Les conditions aux limites qui contrôlent les processus de recharge ont été différenciées suivant deux sous-modèles, en fonction de la morphologie du substratum et de la continuité des couches aquifères du piedmont.

Ces modèles conceptuels, transposables à d'autres zones de piedmont aride et hyper-aride, donnent les bases nécessaires pour la mise en place de modélisations numériques permettant d'identifier et de quantifier l'évolution de la ressource en eau de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal en fonction de différents scénarios de forçages climatiques et anthropiques.

Vue du piedmont, de la plaine, et du Cerro Tarapaca depuis la Précordillère, le soir.



Chapitre III : Identification des circulations souterraines et de la distribution des âges de l'eau pour la caractérisation de la recharge à travers une approche géochimique et isotopique

Introduction et point méthodologique sur la mise en œuvre des prélèvements géochimiques des eaux souterraines 83

a - Point méthodologique sur la mise en œuvre des prélèvements : 83

b- Point méthodologique sur la mise en œuvre de l'échantillonnage et du conditionnement : 86

Partie A : Caractérisation géochimique des circulations souterraines au sein de la Dépression Centrale 88

1. Eléments de littérature sur les travaux géochimiques réalisés dans la zone d'étude. 88

2. Caractérisations des eaux souterraines à l'échelle de la zone d'étude 89

3. Caractérisation par secteur des eaux souterraines 92

3.1. Les eaux souterraines du piedmont 92

3.1.1 Caractéristiques des eaux souterraines circulant dans le substratum..... 92

3.1.2. Caractéristiques des eaux souterraines circulant dans la couverture du piedmont..... 97

3.1.3. Analyse des interactions entre les eaux circulant dans la couverture du piedmont et le substratum 105

3.1.4. Circulation et vulnérabilité des eaux captées du piedmont..... 108

3.2. Les eaux souterraines de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal 113

3.2.1. Caractéristiques géochimiques et origines des eaux du forage « Pozo de la Muerte » 113

3.2.2. Caractéristiques géochimiques et origines des eaux du forage « JICA-C » 116

3.2.3. Caractéristiques géochimiques et origines des eaux du forage « JICA-D » 118

3.2.4. Caractéristiques géochimiques et origines des eaux du forage « Carmelo » 120

Partie B : Caractérisation des circulations souterraines et de la distribution des âges de l'eau à travers l'analyse des isotopes et des gaz dissous.....122

1. Utilisation des isotopes de la molécule d'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) pour la caractérisation des processus de recharge de l'aquifère122

1.1. Méthode et échantillonnage des eaux pour l'analyse $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ 122

1.2. Résultats et discussions des analyses $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux de la zone d'étude..... 123

1.2.1. Analyse $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des précipitations	123
1.2.2. Analyse $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux de surface et des sources de la Précordillère	123
1.2.3. Analyse $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux souterraines.....	125
Points de synthèse sur l'analyse $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$:	127
2. Utilisation des isotopes du carbone (^{13}C et ^{14}C) pour l'estimation des temps moyens de résidence des eaux souterraines	128
2.1. Introduction et méthodologie du ^{14}C et du ^{13}C pour la datation des eaux souterraines	128
2.2. Correction des âges ^{14}C des eaux souterraines de la zone d'étude à partir des données de $\delta^{13}\text{C}$	129
2.2.1. Modèle de mélange : $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 du sol et $\delta^{13}\text{C}$ des sédiments carbonatés de l'aquifère	130
2.2.2. Modèle de mélange : $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 du sol et $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 volcanique pour la correction de l'âge de l'eau de « Chusmiza »	131
2.3. Discussion des âges ^{14}C pour les eaux de la zone d'étude	133
2.3.1. Ages ^{14}C et teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ dans les eaux de surface	133
2.3.2. Les eaux souterraines de la Pampa del Tamarugal	133
2.3.3. Conséquences de la distribution des âges sur les processus de recharge et les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère	136
2.4. Evènements paléoclimatiques et distribution spatiale des âges moyens au niveau de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal	138
2.4.1. Phases de recharge durant la fin de la période glaciaire (Pléistocène supérieur)	138
2.4.2. Phases de recharge durant l'Holocène.....	139
Points de synthèse sur l'analyse $\delta^{13}\text{C}$ et ^{14}C :	140
3. Utilisation des isotopes de l'hydrogène et de l'hélium (^3H et ^3He) pour l'identification de recharges récentes au niveau des zones basses des cônes alluviaux	141
3.1. Eléments de littérature et échantillonnage du ^3H et de ^3He dans les eaux souterraines	141
3.2. Résultats et discussions des analyses ^3H et ^3He des eaux de la zone d'étude	143
Points de synthèse sur l'analyse ^3H et ^3He :	147
4. Utilisation des gaz anthropiques dissous (CFCs et SF_6) comme outil complémentaire dans l'identification de recharges récentes au niveau des cônes alluviaux	148
4.1. Eléments de littérature et échantillonnage des CFCs et SF_6	148
4.2. Résultats et discussions de l'analyse des gaz dissous	149
Points de synthèse sur l'analyse des gaz dissous :	152
Conclusion du Chapitre III	153

Introduction et point méthodologique sur la mise en œuvre des prélèvements géochimiques des eaux souterraines

Les chapitres précédents ont permis de définir la géométrie, les conditions aux limites et la piézométrie de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal au sein des couches aquifères fin-cénozoïques. A travers ces chapitres, la circulation des eaux souterraines et les facteurs de contrôle des écoulements ont pu être caractérisés à la fois dans la plaine de la Pampa del Tamarugal mais aussi dans les parties hautes du piedmont. Néanmoins, de nombreuses inconnues existent quant aux processus qui régissent ces écoulements et donc la recharge de l'aquifère. Afin d'identifier les interactions des eaux souterraines avec l'encaissant géologique et d'évaluer les origines des eaux et des circulations, les outils géochimiques et isotopiques ont été utilisés le long des axes de circulation. A travers cette étude, l'âge moyen des eaux de l'aquifère ainsi que la distribution des âges permettront de mieux caractériser les processus de recharge passés et présents qui ont permis et permettent toujours (?) de soutenir la ressource en eau.

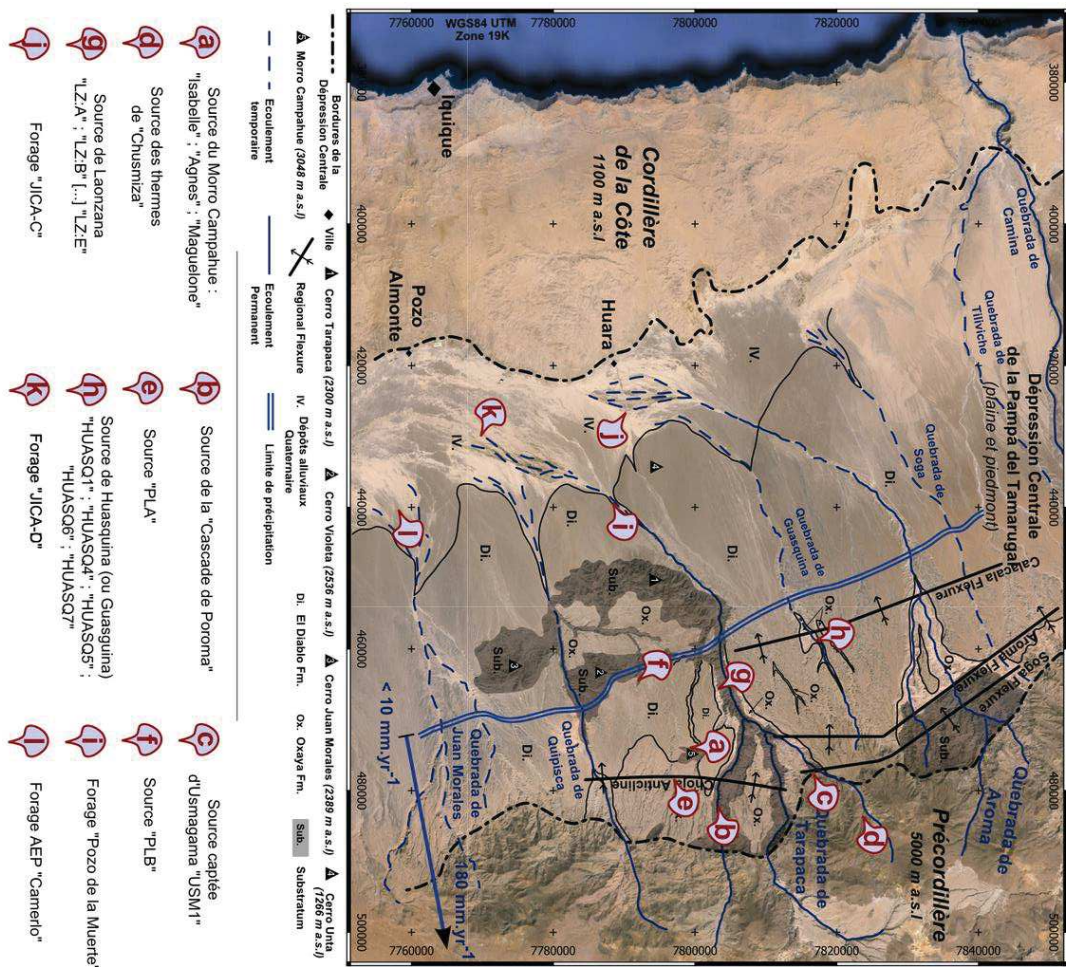
Ce chapitre est subdivisé en deux parties précédées d'un point méthodologique portant sur la mise en œuvre de l'échantillonnage (voir ci-dessous). La première partie (Partie A) traite des résultats géochimiques et la seconde (Partie B) porte sur l'analyse des isotopes et des gaz dissous réalisée sur les forages en vue d'une datation des eaux. Une conclusion commune aux deux parties permettra de conclure sur l'origine de l'eau et des processus qui régissent les circulations et la recharge au sein de la zone d'étude.

a - Point méthodologique sur la mise en œuvre des prélèvements :

Ce point méthodologique vise à apporter aux lecteurs des renseignements sur les méthodes utilisées pour prélever les eaux souterraines et notamment sur la logistique mise en place pour le prélèvement de l'eau des forages. Les protocoles d'échantillonnage et de conditionnement, respectifs à chaque élément analysé, sont décrits ci-après.

Dans la zone d'étude, le prélèvement des eaux souterraines a été réalisé à partir des points de mesure disponibles tels que les forages ou les sources au débit suffisamment élevé (Figure III.1.a). Les prélèvements pour les analyses géochimiques (éléments majeurs et en trace) ont été réalisés sur l'ensemble des points (Partie A), sources et forages inclus, tandis que ceux pour les analyses isotopiques et les gaz dissous (^{14}C et $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$, ^3H et ^3He , CFCs et SF6) ont pu être réalisés seulement sur les forages en aval (Partie B).

a



b

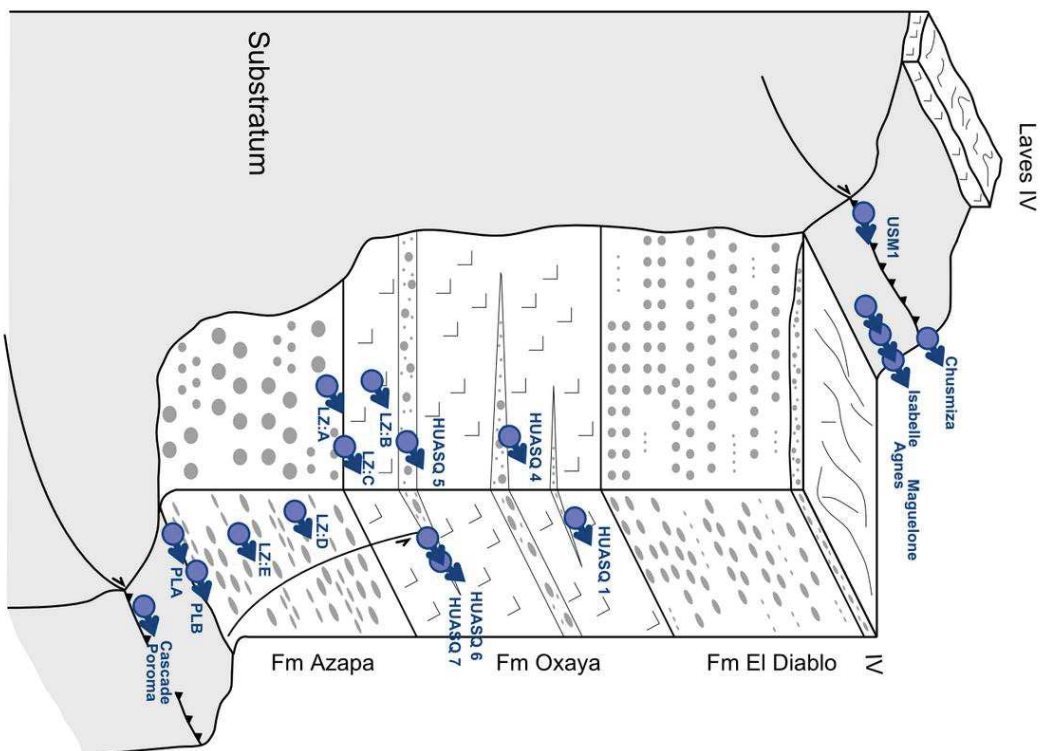


Figure III. 1 : Localisation des mesures géochimiques et isotopiques des eaux souterraines. **a.** Cartographie des points de mesures. **b.** Représentation schématique du contexte géologique de l'émergence des eaux souterraines (sources) échantillonnées. Cette figure a pour seul objectif de permettre au lecteur d'identifier le contact géologique d'émergence de la source. Les forages, tous contenus dans la formation El Diablo, ne sont pas représentés sur la figure b.

Dans la zone d'étude, les eaux souterraines sont accessibles via les sources et les forages. Si le prélèvement des sources ne demande guère plus qu'un bon 4x4, une marche d'approche de quelques heures et une bonne condition physique, le prélèvement des forages demande une logistique plus importante. En effet, afin d'obtenir un prélèvement représentatif de l'eau de l'aquifère, il est nécessaire de réaliser au préalable un pompage permettant de renouveler la colonne d'eau (Favreau *et al.*, 2000).

Pour les forages « JICA-C » et « JICA-D », une pompe immergée a été descendue entre la première et la seconde famille de crépines (Annexe II.2) dans le but de réaliser un prélèvement représentatif de la partie superficielle de la zone saturée (horizon de la zone saturée potentiellement le plus récent) afin d'éviter l'activation de remontées géothermales profondes, non représentative de l'aquifère (Magaritz *et al.*, 1990). Nous pouvons citer ici notre essai infructueux de l'installation d'un obturateur gonflable entre la première et la seconde famille de crépines (Annexe II.2). Cet obturateur aurait permis de séparer l'eau de la partie superficielle de la colonne de celle du fond de la colonne. Néanmoins, l'installation de cet obturateur a échoué en raison d'une crépine arrachée (bloquant la descente) entre 50 et 60 m dans le « JICA-D » et par des concrétions sur la paroi du forage « JICA-C » (observées par caméra). Une fois le pompage lancé, le prélèvement a été effectué après que les paramètres physico-chimiques (conductivité et température ; dysfonctionnement de la sonde pH) soient devenus stables. Compte tenu de la puissance de la pompe ainsi que de son emplacement, nous estimons que le prélèvement est représentatif de la partie supérieure de la zone saturée de l'aquifère.

Concernant le forage « Pozo de la Muerte », découvert lors de la campagne de mesure, la grande profondeur du niveau piézométrique (85,45 m sous la surface du sol) a engendré des problèmes lors du pompage (tuyau d'exhaure trop court). La reconnaissance vidéo (voir partie II.2.1.) a permis d'observer : i) des arrivées d'eau significatives dans la zone non saturée à partir de 50 m de profondeur ; ii) une eau très claire sur l'ensemble de la colonne (zone saturée) qui contraste fortement avec les eaux troubles des forages JICA-C et JICA-D. Sur la base de ces observations indiquant que l'eau de la partie superficielle de la colonne est continuellement renouvelée (i.e. recharge) ; il a été choisi de réaliser les prélèvements avec un préleveur à soupape passive (bailers) préalablement rincé à l'eau distillée. Cette méthode de prélèvement a permis seulement l'échantillonnage de quelques isotopes (^{14}C , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$).

Le forage « Carmelo » est un ouvrage localisé en dehors de la zone d'étude, dans le cône alluvial de la Quebrada de Juan Morales. Cet ouvrage fait partie du champ captant de la société « Aguas del Altiplano » qui l'utilise pour l'alimentation en eau potable de la ville d'Iquique. Il a été cependant impossible d'obtenir plus d'informations sur les éléments techniques du forage. Toutefois, du fait de son utilisation, il nous a semblé intéressant de l'inclure dans les forages à prélever pour les échantillonnages géochimiques (éléments majeurs et en trace), isotopique (^{14}C , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) et des gaz dissous (CFCs et SF6). Le

pompage permanent, réalisé dans cet ouvrage, a facilité les prélèvements via un robinet latéral installé sur la conduite d'exhaure.

b- Point méthodologique sur la mise en œuvre de l'échantillonnage et du conditionnement :

Echantillonnage et conditionnement des éléments majeurs et en traces :

Afin d'éviter toute contamination, des seringues stériles et des gants ont été utilisés pour les échantillonnages. Sur le terrain, les eaux ont été filtrées à 0,22 µm (filtres de celluloses) pour l'analyse des cations et des éléments en trace puis les eaux ont été conditionnées dans des flacons PEHD préalablement décontaminés en laboratoire à l'acide nitrique (20 %) et rincés à l'eau MilliQ. Les flacons destinés à l'analyse des cations et des éléments en trace ont été acidifiés avec 1 % d'acide nitrique (HNO₃) suprapur, contrairement à ceux pour l'analyse des anions. Une fois les flacons fermés, ils ont été mis individuellement en sachets « zip » hermétiques et étiquetés (sur le sachet) pour être conservés. Ces échantillons ont été transportés en glacière réfrigérée puis conservés au réfrigérateur jusqu'à analyse.

Les analyses ont été réalisées au laboratoire HydroSciences Montpellier (UMR 5569) par chromatographie ionique (anions) et ICP-MS (cations et éléments en trace).

L'analyse de l'alcalinité (TAC-Titre Alcalimétrique Complet) a été réalisée sur le terrain, à partir d'échantillons non filtrés, grâce au Tritrimètre Digital de terrain ©Hach avec indicateur coloré et cartouche d'acide sulfurique à 1,6 N ou 0,16 N.

Les résultats des analyses sont rassemblés dans l'Annexe III.1.

Echantillonnage et conditionnement des isotopes de la molécule d'eau $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$:

L'échantillonnage des eaux a été réalisé dans des flacons en verre ambré de 15 ml fermés hermétiquement sans bulle d'air. L'analyse a été réalisée par le laboratoire LAMA (Laboratoire mutualisé d'analyse des isotopes stables de l'eau) à Montpellier.

Echantillonnage et conditionnement des isotopes du carbone ^{13}C et ^{14}C :

Les eaux pour l'analyse du ^{14}C ont été échantillonnées dans des bouteilles nalgenes de 1 l sans bulle d'air et analysées au Laboratoire de Mesures Carbone 14 (LMC14) ; UMS 2572 à Saclay. L'échantillonnage des eaux pour l'analyse $\delta^{13}\text{C}$ a été réalisé dans des flacons en verre ambré de 1 l et sans bulle d'air, selon le protocole MO_TC13_14. L'eau a été filtrée à 0,45 µm et 3 ou 4 gouttes de chlorure mercurique à 3,3 g/l ont été rajoutées par 150 ml d'eau échantillonnée afin d'éviter la dégradation du carbone par l'activité bactérienne. Les eaux ont été analysées à l'UMR 1114 INRA-UAPV à Avignon.

Echantillonnage et conditionnement des isotopes ^3H et ^3He :

L'échantillonnage des eaux pour l'analyse du ^3H a été réalisé sans bulle d'air dans des flacons en verre de 250 ml. L'échantillonnage de ^3He a été réalisé au sein de tubes de cuivre hermétiques. Les eaux des forages prélevées (JICA-C et JICA-D) ont été analysées aux Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE ; UMR 8212) à Gif sur Yvette.

Echantillonnage et conditionnement des gaz dissous :

Les eaux prélevées ont été échantillonnées, sans bulle d'air sous pressions, dans des ampoules hermétiques en acier. Les gaz nobles ont été échantillonnés sans bulle d'air dans des flacons en verre de 0,5 l hermétiquement bagués. Les analyses ont été réalisées par la plateforme Condate de l'UMR 6118 - Géosciences Rennes.

Partie A : Caractérisation géochimique des circulations souterraines au sein de la Dépression Centrale

1. Eléments de littérature sur les travaux géochimiques réalisés dans la zone d'étude

Au sein du bassin de la Pampa del Tamarugal plusieurs campagnes de mesures géochimiques ont permis dans le passé de mettre en évidence des éléments aidant à la caractérisation des eaux souterraines de la région étudiée. Ces éléments, résumés ci-dessous, ont servi de base à l'étude qui suit.

i) Le **schéma régional** des eaux souterraines de la Pampa del Tamarugal, proposé par Aravena (1995) est basé sur des eaux échantillonnées à la fois dans la Précordillère (têtes de bassin des quebradas) et dans les zones basses de la Pampa del Tamarugal (aquifère). Ce schéma régional décrit l'évolution des facies des eaux souterraines. Dans les **parties hautes du bassin**, le facies des eaux souterraines est **sulfaté sodique** ($\text{SO}_4\text{-Na}$) et devient **sulfaté calcique** ($\text{SO}_4\text{-Ca}$) dans l'**aquifère** au niveau de la plaine de la Pampa del Tamarugal. Proche des **salars** (exutoire naturel des eaux de l'aquifère) le facies devient **chloruré sodique** (Cl-Na). Aravena (1995) indique que les eaux circulant dans les **sédiments volcaniques**, tels que les ignimbrites, présentent un facies bicarbonaté-sodique ($\text{HCO}_3\text{-Na}$).

ii) La présence de **sulfate** (SO_4^{2-}) dans les eaux souterraines a principalement pour origine les interactions entre les eaux et les roches volcaniques (Magaritz *et al.*, 1989 ; Aravena, 1995).

iii) Le **calcium** (Ca^{2+}), le **sodium** (Na^+), le **potassium** (K^+) et les **chlorures** (Cl^-) proviennent principalement de l'altération des silicates (Magaritz *et al.*, 1989 ; Aravena et Suzuki, 1990).

iv) Le rapport **Na/Cl** permet de différencier les origines des eaux : un rapport **Na/Cl** élevé caractérise les apports provenant de l'altération des silicates tandis qu'un rapport faible qui tend vers 1 caractérise plutôt les apports provenant de la dissolution de la halite. D'après Magaritz *et al.* (1989), ce rapport permet de différencier les eaux des sources (impactées par l'altération des silicates) de celles du rio où l'évaporation et les mouvements d'humidité dans la zone non-saturée créent des croûtes de sel qui sont dissoutes par les écoulements de surface.

v) Risacher *et al.* (1999) identifient que les rapports **(Na + Ca)/Cl** et **(Na + Mg)/Cl** qui tendent vers l'équimolarité (= 1) sont des marqueurs de l'interaction des eaux souterraines avec des saumures résiduelles d'anciens dépôts évaporitiques.

vi) Le rapport **Na/K** peut permettre d'évaluer, pour un ensemble représentatif de points de mesures, le temps relatif de circulation des eaux au sein de l'aquifère (Magaritz *et al.*, 1989). En effet, pour les eaux souterraines investiguées dans la Pampa del Tamarugal, plus ce rapport augmente plus l'activité en ^{14}C diminue. Cette baisse s'explique par une incorporation des ions K^+ dans les produits d'altérations (processus de K-feldspartization) et par un enrichissement relatif en Na^+ (Magaritz *et al.*, 1989).

2. Caractérisations des eaux souterraines à l'échelle de la zone d'étude

La chimie des eaux souterraines peut être décrite dans un premier temps à l'échelle de la zone d'étude (approche globale). Dans le cas de cette approche, le faciès des eaux souterraines est considéré dans un premier temps comme le paramètre discriminant (Figure III.2 et Annexe III.2). Nous observons que 5 faciès principaux se distinguent (Figure III.2) :

Les sources « HUASQ 1 » et « HUASQ 4 », localisées dans la Quebrada de Guasquina (aussi nommée de Huasquina), ont un faciès **bicarbonaté-sodique** ($\text{HCO}_3 - \text{Na}$) et leur contexte d'émergence est localisé dans les ignimbrites au contact d'un banc alluvial intercalé dans la partie supérieure de la formation Oxaya (Figure III.1).

La source « USM1 » a un faciès intermédiaire entre **bicarbonaté et sulfaté sodique** ($\text{HCO}_3 - \text{Na}$ à $\text{SO}_4 - \text{Na}$). Son contexte d'émergence est situé dans le substratum, au niveau de la flexure de Soga. Cependant cette source est située au-bas de coulées de laves quaternaires qui composent les sommets de la Précordillère (Figure III.1.b).

La plupart des sources du piedmont, malgré des contextes d'émergence différents (Figure III.1.b), et l'écoulement de surface de la Quebrada de Tarapaca ont un faciès **sulfaté sodique** ($\text{SO}_4 - \text{Na}$).

Les eaux des forages affichent des faciès variés (Figure III.2) :

- i) Le forage « Pozo de la Muerte », localisé au niveau de l'apex du cône alluvial de la Quebrada de Tarapaca - identifié comme une zone de recharge préférentielle de l'aquifère par les eaux du rio (Chapitre II) - a un faciès sulfaté sodique ($\text{SO}_4 - \text{Na}$) très proche de celui des eaux du rio et de nombreuses sources (Figure III.2).
- ii) Les forages « JICA-C » et « Carmelo » ont un faciès **sulfaté calcique** ($\text{SO}_4 - \text{Ca}$). Ces ouvrages sont localisés dans la plaine de la Pampa del Tamarugal et sont alimentés principalement par les eaux de l'aquifère venant du piedmont (Figure II.11).
- iii) Le forage « JICA-D », localisé dans la plaine de la Pampa del Tamarugal où le gradient hydraulique est faible (Figure II.11), a un faciès **chloruré sodique** (Cl-Na).

L'analyse des faciès indiquent que les circulations au sein des dépôts volcaniques, tels que les ignimbrites ou laves, fournissent aux eaux un faciès bicarbonaté-sodique ($\text{HCO}_3 - \text{Na}$). Les eaux circulant dans des lithologies plus complexes, telles que les dépôts alluviaux de la couverture du piedmont ou le substratum, ont un faciès sulfaté sodique ($\text{SO}_4 - \text{Na}$). Ce faciès

résulte de l'altération des minéraux silicatés et des clasts volcaniques qui composent les couches aquifères traversées (Magaritz *et al.*, 1989 ; Aravena et Suzuki, 1990 ; Aravena, 1995). Dans l'aquifère de la Pampa del Tamarugal, les eaux souterraines localisées dans les zones de recharge préférentielles (ex : apex de la Quebrada de Tarapaca) ont un facies proche ou identique à celui des eaux de surface qui participent à la recharge. Toutefois, les eaux souterraines de l'aquifère qui sont localisées dans les zones basses de la plaine de la Pampa del Tamarugal ont un facies sulfaté calcique (SO_4 - Ca ; « JICA-C » et « Carmelo ») ou chloruré sodique (Cl-Na ; « JICA-D ») en fonction de leur localisation. Le long d'une même ligne d'écoulement, le facies sulfaté calcique (SO_4 - Ca) correspond aux eaux « jeunes » de l'aquifère qui sont directement alimentées par les eaux provenant du piedmont, tandis que le facies chloruré sodique (Cl-Na) correspond aux eaux « vieilles » situées dans les zones basses de la plaine de la Pampa del Tamarugal où le gradient hydraulique est faible (Figure II.11). Ces eaux alimentent en aval les salars, tels que le Salar de Pintados (Risacher *et al.*, 1999) qui correspondent aux exutoires naturels de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal où le facies, à l'image des dépôts de halite, est chloruré sodique (Cl-Na).

La description de l'évolution des facies géochimiques correspond au schéma qu'Aravena (1995) a développé sur la base de points de mesures localisés principalement dans la Précordillère et dans la plaine de la Pampa del Tamarugal. Sur la base de nouveaux points de mesures - jusqu'ici jamais échantillonnés - décrivant à la fois les circulations d'eaux souterraines au sein du piedmont et dans la plaine de la Pampa del Tamarugal, nous confirmons que le schéma proposé par Aravena (1995) fonctionne à l'échelle de la zone d'étude.

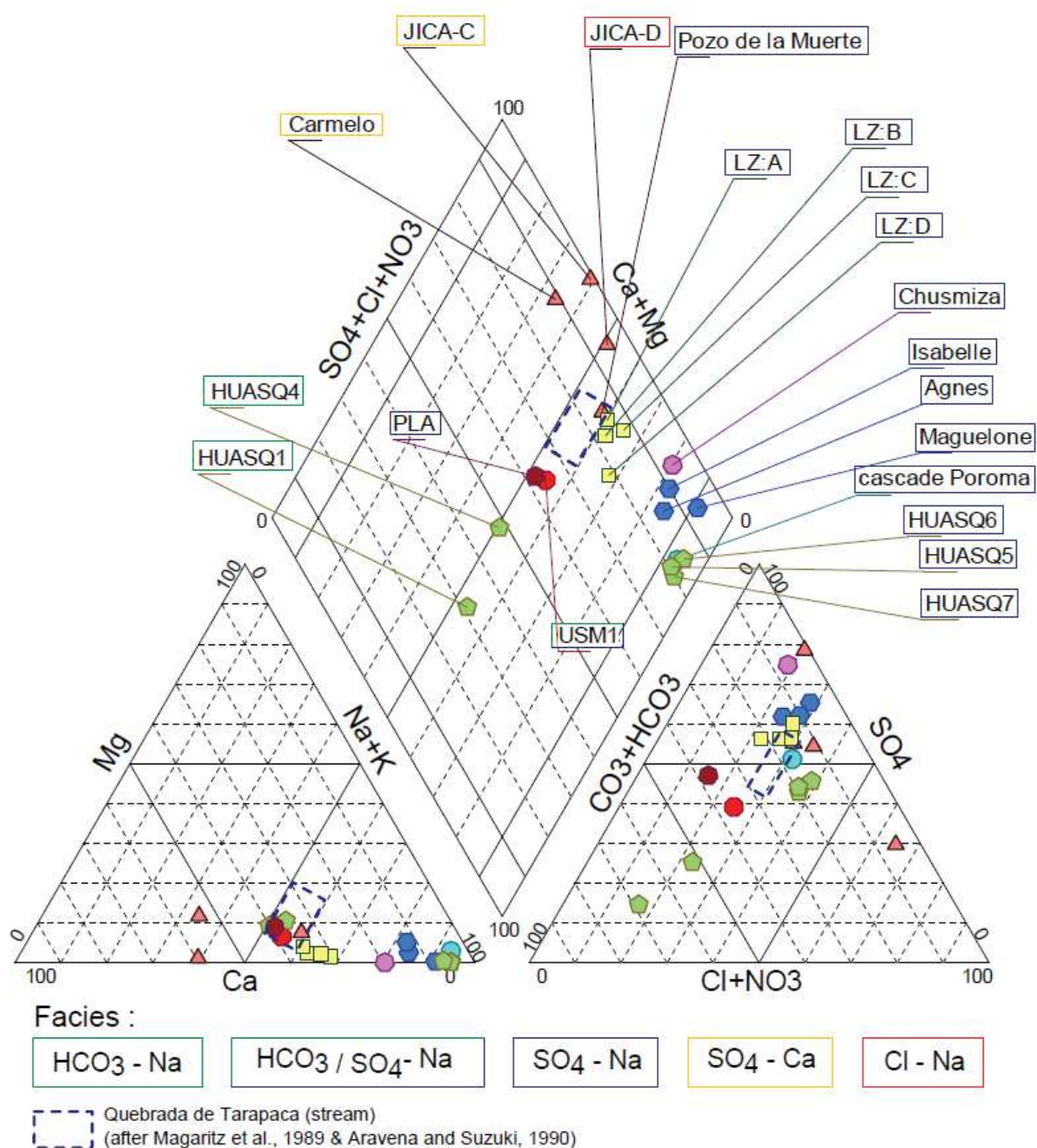


Figure III. 2 : Diagramme de Piper des eaux souterraines de la zone d'étude. L'aire représentative des eaux de surface de la Quebrada de Tarapaca (tirets bleus) représentent l'ensemble des points de mesures (compilées d'après les deux publications citées) depuis la Précordillère jusqu'en aval de la quebrada. Les points de mesure ayant le même symbole sont localisés dans une même zone géographique. La source PLB n'est pas représentée sur le graphique dû à l'absence de sa mesure en sulfates. Ce diagramme de Piper a été réalisé avec le logiciel « Diagrammes » du Laboratoire d'Hydrogéochimie d'Avignon (LHA).

3. Caractérisation par secteur des eaux souterraines

3.1. Les eaux souterraines du piedmont

3.1.1 Caractéristiques des eaux souterraines circulant dans le substratum

a - Les sources du Morro Campahue :

Sur le flanc Ouest du Morro Campahue (Figure III.1.a) - intrusion plutonique de type diorite - trois sources nommées « Isabelle », « Agnes » et « Maguelone » sont alignées (Figure III.3) et ont un débit de l'ordre du l.h^{-1} . Ces eaux souterraines ont une minéralisation élevée (entre 1876 et 10000 $\mu\text{S.cm}^{-1}$, Annexe III.1) et génèrent des dépôts salés blancs, visibles sur image satellite. Les écoulements de surface se concentrent dans les ravines en aval du Morro Campahue et semblent être repris intégralement en évaporation. Le faible débit de chacune de ces sources et le fort ensoleillement des points d'émergence ne permet pas d'interpréter les températures des eaux - comprises entre 16 et 20°C - comme une signature thermique, malgré une température moyenne annuelle proche de 11°C à cette altitude (Annexe III.3). Toutefois, l'alignement nord-sud (alignement structural régional) des sources en aval de l'intrusion plutonique du Morro Campahue laisse à penser que ces sources pourraient représenter des remontées profondes circulant à travers un système de failles ou de fractures.

Les analyses géochimiques indiquent que le facies de ces eaux est sulfaté sodique ($\text{Na} - \text{SO}_4$; Figure III.2). Les rapports Na/Cl (Figure III.4) et Ca/SO_4 (Figure III.5) montrent que l'origine des ions ne provient pas de dépôts évaporitiques tels que la halite ou le gypse mais qu'elle résulte de l'altération des silicates (sodium, calcium et chlorure) et des roches volcaniques (origine des sulfates). Les rapports Na/K élevés de ces trois sources (Figure III.6) décrivent des temps de circulation relativement grands (Magaritz *et al.*, 1989), en accord avec les circulations lentes du substratum (Magaritz *et al.*, 1990).

b - La source thermique de Chusmiza :

La source thermique (44,5°C) de « Chusmiza » (Figure III.1.a) est située dans la Précordillère à la limite de la jonction du piedmont et alimente (de l'ordre du l.s^{-1}) en partie les thermes du village de Chusmiza ainsi que l'écoulement de surface de la Quebrada de Ocharaza (sous bassin de la Quebrada de Tarapaca). Le contexte d'émergence de ces remontées profondes, circulant à travers le réseau de failles WTF (Chapitre I), est situé dans le substratum.

Le facies géochimique des eaux de « Chusmiza » et les rapports Na/Cl (Figure III.4) et Ca/SO_4 (Figure III.5) indiquent que l'origine de ces ions résultent de l'altération des silicates

et des roches volcaniques. Malgré le caractère fossile de ces eaux rechargées sous un paléoclimat (Fritz *et al.*, 1981) (Partie B), le rapport Na/K (Figure III.6) reste peu élevé. Cette incohérence avec le modèle proposé par Magaritz *et al.* (1989) peut être attribuée aux conditions particulières de circulations des eaux profondes thermales dans le substratum, à l'image de la valeur de CE des eaux de la source de « Chusmiza » ($885 \mu\text{S.cm}^{-1}$) qui est relativement peu élevée par rapport aux sources du Morro Campahue.

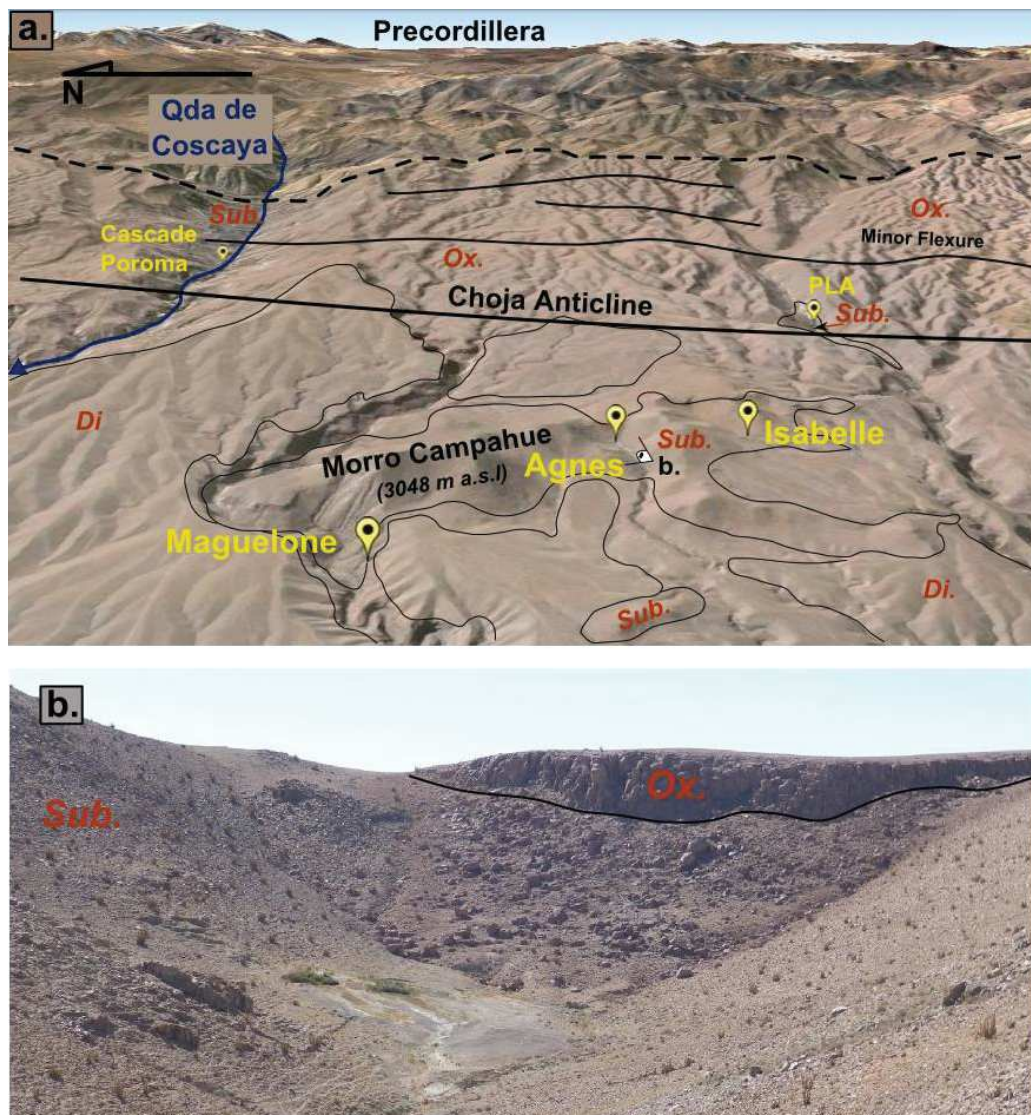


Figure III. 3 : Localisation des sources du Morro Campahue. **a.** Localisation des sources « Maguelone », « Agnes » et « Isabelle » situées sur le flanc ouest de l'intrusion plutonique du Morro Campahue. En arrière-plan, il est possible de voir la source « PLA » et « Cascade Poroma ». Information lithologique : « Sub. » (Substratum) ; « Ox. » (Fm Oxaya) et « Di » (Fm El Diablo). Vue Google Earth. **b.** Photo de la source « Agnes » et de ses dépôts de sel. Au premier plan sur la gauche, une ancienne terrasse agricole semble indiquer que la source a été par le passé moins minéralisée qu'à l'actuel.

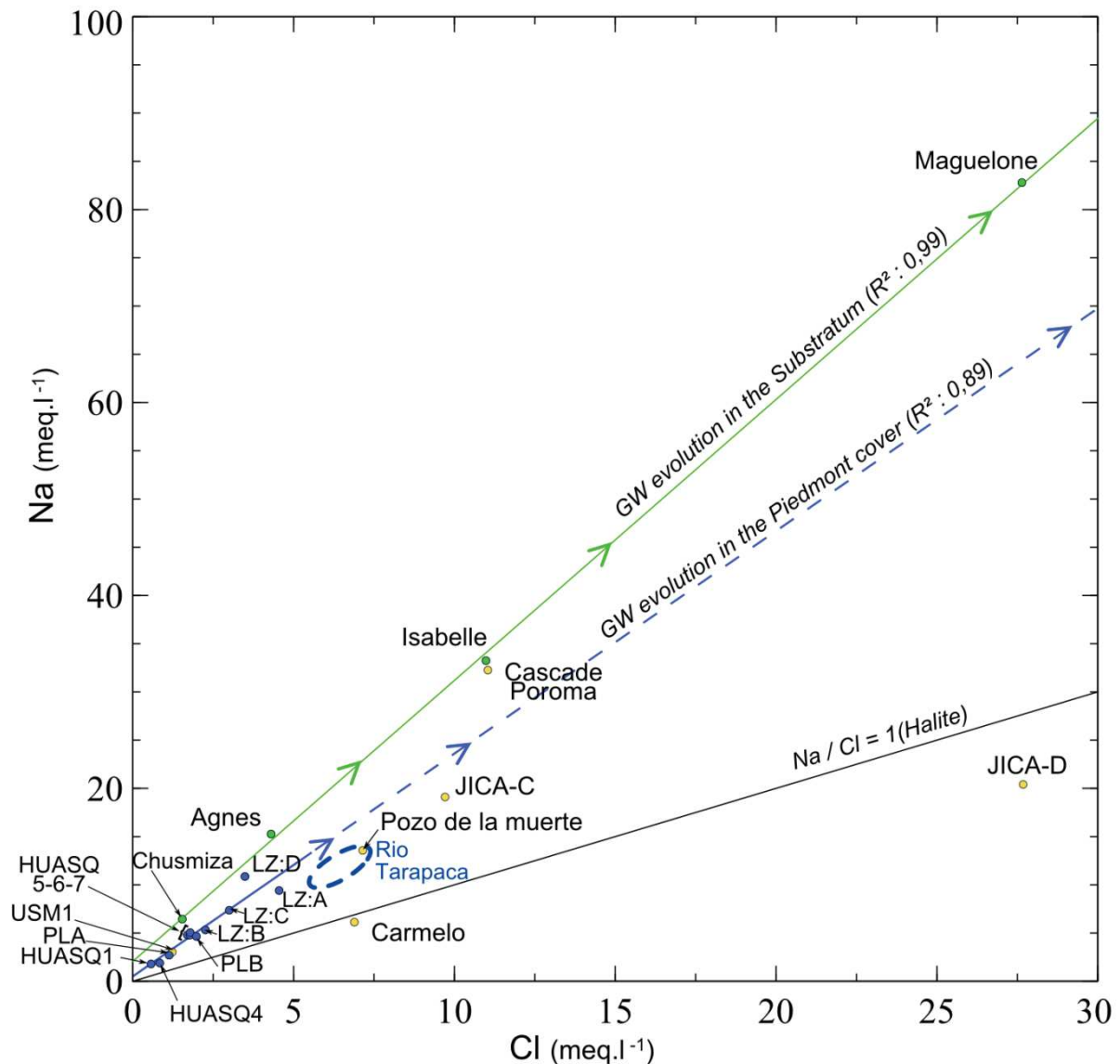


Figure III. 4 : Diagramme binaire Na vs Cl des eaux souterraines de la zone d'étude. Les droites d'évolutions des eaux circulant dans le substratum [$\text{Na} = 2,913 * \text{Cl} + 2,0575$] et dans la couverture du piedmont [$\text{Na} = 2,3077 * \text{Cl} + 0,4929$] ont été construites avec les points (sources) de même couleur. Les points jaunes représentent les forages de la plaine de la Pampa del Tamarugal et les sources (« USM1 » et « Cascade Poroma ») dont l'origine n'est pas certaine. La position du rio Tarapaca sur ce diagramme est basée sur les données de Aravena et Suzuki (1990) et Magaritz *et al.* (1989). Ces mesures correspondent à l'eau du rio à proximité du village de Tarapaca et de Huarasiña (zone aval de la quebrada).

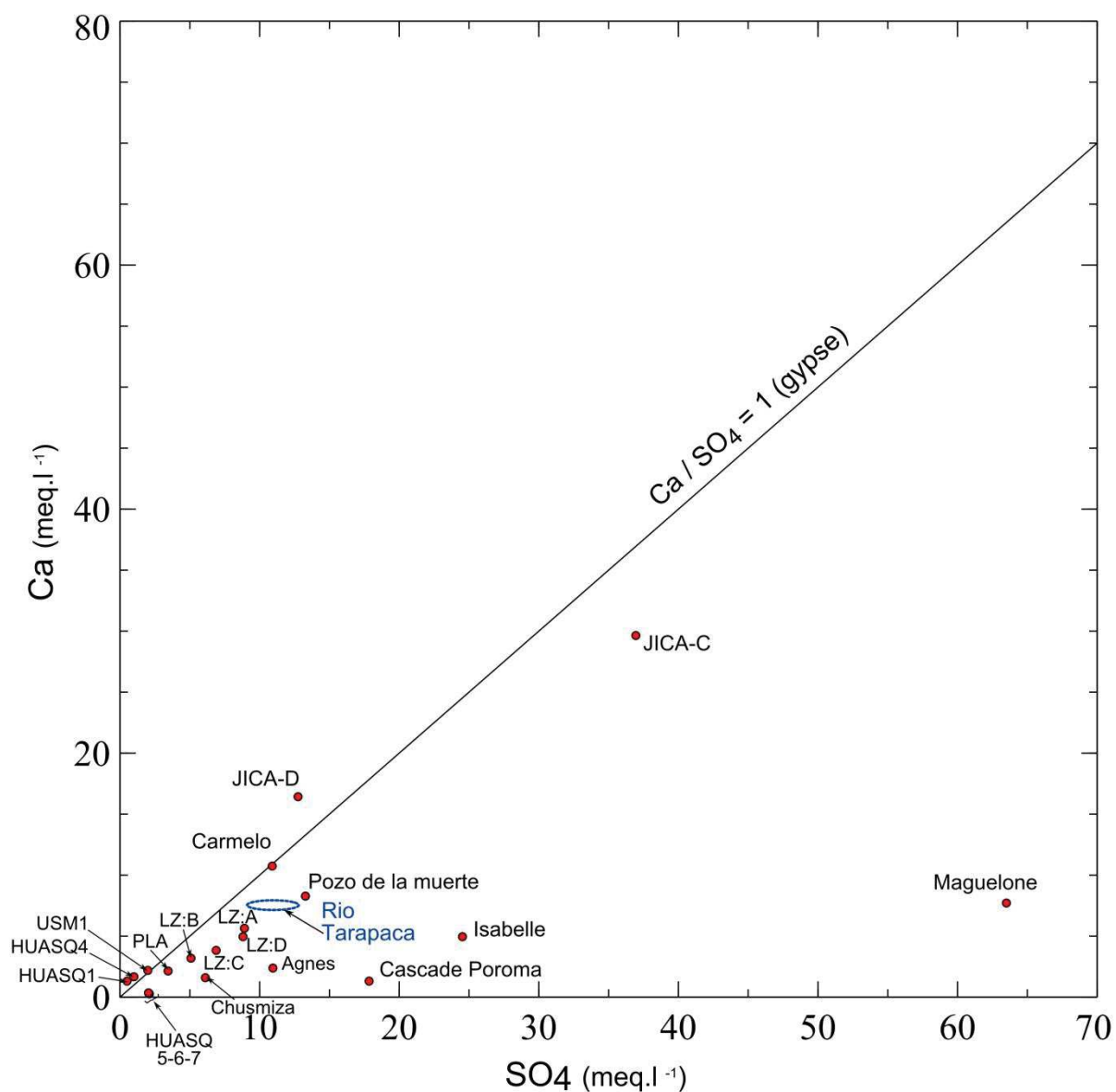


Figure III. 5 : Diagramme binaire Ca vs SO₄ des eaux souterraines de la zone d'étude. La position du rio Tarapaca sur ce diagramme est basée sur les données de Aravena et Suzuki (1990) et Magaritz *et al.* (1989). Ces mesures correspondent à l'eau du rio à proximité du village de Tarapaca et de Huarasiña (zone aval de la quebrada).

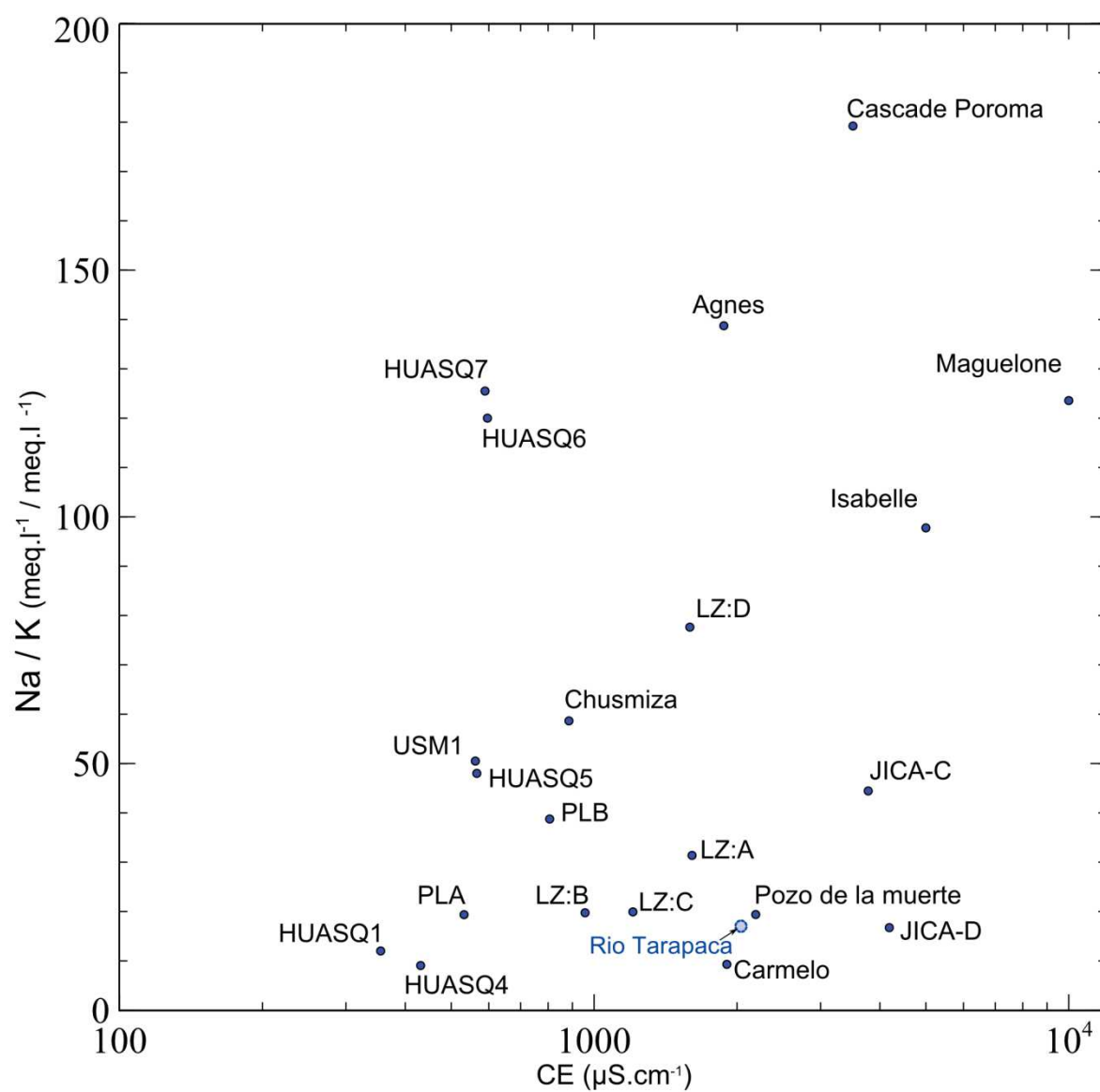


Figure III. 6 : Diagramme binaire Na/K vs Conductivité Electrique des eaux souterraines de la zone d'étude. La position du rio Tarapaca sur ce diagramme est basée sur les données de Aravena et Suzuki (1990) et Magaritz *et al.* (1989). Ces mesures correspondent à l'eau du rio à proximité du village de Tarapaca et de Huarasiña (zone aval de la quebrada).

c - Éléments de synthèse sur les eaux souterraines circulant dans le substratum :

Les eaux souterraines du substratum, rechargées lors d'un paléoclimat plus humide (Fritz *et al.*, 1981), sont marquées par des circulations lentes au sein des réseaux de fractures du substratum (Magaritz *et al.* (1990). Les interactions avec les diverses roches du substratum (Harambour Palma, 1990), telle que l'altération des silicates et des roches volcaniques, induisent un facies sulfaté sodique (SO_4 - Na). La forte similarité géochimique de l'eau de « Chusmiza » avec celles du Morro Campahue (notamment le rapport Na/Cl) permet de définir une droite d'évolution des eaux souterraines circulant dans le substratum (Figure III.4). Cette droite d'évolution permettra par la suite du chapitre d'identifier et de caractériser les mélanges entre les eaux circulant dans le substratum et celles circulant dans la couverture du piedmont.

3.1.2. Caractéristiques des eaux souterraines circulant dans la couverture du piedmont

Précédemment (Chapitre I), nous avons pu noter que les eaux souterraines circulant dans la couverture du piedmont étaient spatialement limitées par les reliefs du substratum et contrôlées par un réseau de paléovallées qui a évolué depuis la fin-Oligocène jusqu'à nos jours. Ces circulations d'eaux souterraines (Figure I. 11) alimentent de nombreuses sources où les contextes d'émergences sont localisés à la fois dans les couches fin-cénozoïques de la couverture et au contact entre la couverture et le substratum (Figure III.1.b).

Le rapport Na/Cl (Figure III.4) des sources - dont l'émergence serait alimentée par des eaux circulant dans la couverture du piedmont - permet d'identifier une droite d'évolution distincte de celle des eaux circulant dans le substratum (identifiée précédemment). Ces deux droites permettent alors de définir ces eaux comme appartenant à deux entités hydrogéologiques différentes pouvant être traitées indépendamment. La géochimie de ces eaux est influencée par l'altération des silicates (Figure III.4) et des clasts volcaniques qui composent les diverses roches de la couverture du piedmont.

Les sections suivantes ont pour objectif de préciser les processus de circulations qui alimentent ces sources.

a - Les sources « PLA » et « PLB » localisées en amont du Cerro Violeta :

Les sources « PLA » et « PLB » (Figure III.1.a et III.1.b) semblent résulter de circulations souterraines dans la couverture du piedmont (Figure III.7). Ces circulations sont spatialement limitées par le substratum au niveau du Choja Anticline à proximité du Morro Campahue et au niveau du Cerro Violeta, ce qui engendre ces points d'émergence (Figure I. 11 et chapitre I). Les eaux de ces sources (de l'ordre du l.min^{-1}) se perdent ensuite par évaporation ou/et par infiltration dans les dépôts alluviaux quaternaires des canyons du piedmont.

Les sources « PLA » et « PLB » sont relativement peu minéralisées ($532 \mu\text{S.cm}^{-1}$ et $806 \mu\text{S.cm}^{-1}$, respectivement). La différence de minéralisation entre « PLA » et « PLB » semble résulter à la fois d'une circulation plus longue pour « PLB » que pour « PLA » et de l'impact des formations traversées. En effet, le schéma d'écoulement proposé dans le chapitre I suggère que les circulations d'eaux souterraines sont plus longues pour alimenter « PLB » que pour alimenter « PLA ». Le rapport Na/K (Figure III.6), plus élevé pour « PLB » que pour « PLA », dévoile un temps de circulation plus grand pour « PLB » ce qui est à la fois cohérent avec la différence de minéralisation des deux sources et avec le schéma d'écoulement proposé dans le Chapitre I. La température de l'eau de « PLA » (18°C) est peu cohérente avec la moyenne des températures atmosphériques annuelles de l'altitude de la source (i.e. 10°C ; Annexe III.3). Toutefois, la très bonne concordance des eaux de « PLA » et « PLB » avec la droite d'évolution des eaux de la couverture (Figure III.4) montrent que les eaux souterraines alimentant ces sources circulent au sein des formations fin-cénozoïques, ce qui exclut l'hypothèse de remontées d'eaux profondes via le réseau de fractures du substratum. La faible épaisseur des sédiments formant la couverture ne permet pas d'expliquer le gradient géothermique. Le gain de température observé peut donc être associé à une mauvaise mesure, à une eau partiellement réchauffée par le soleil (écoulement lent à la surface) ou encore à des circulations sous-jacentes plus chaudes qui réchauffent les eaux alimentant « PLA ». Le facies sulfaté sodique ($\text{SO}_4 - \text{Na}$) peu marqué de « PLA » - à la limite du facies bicarbonaté-sodique ($\text{HCO}_3 - \text{Na}$) - est distinct de celui des sources de Laonzana et de la Quebrada de Guasquina (Figure III.2). Ce facies décrit le rôle significatif des ignimbrites de la formation Oxaya dans l'alimentation de « PLA », ce qui va dans le sens de circulations souterraines principalement localisées dans la couverture fin-cénozoïque. *Les données de sulfates de « PLB » étant manquantes il s'avère impossible de discuter de son facies.*

Ces résultats permettent de confirmer le rôle des formations fin-cénozoïques dans la circulation des eaux souterraines du piedmont. L'eau, infiltrée dans la partie haute du piedmont au niveau des ravines et canyons, circule selon le modèle proposé dans le Chapitre I jusqu'à être spatialement limitée par le substratum.

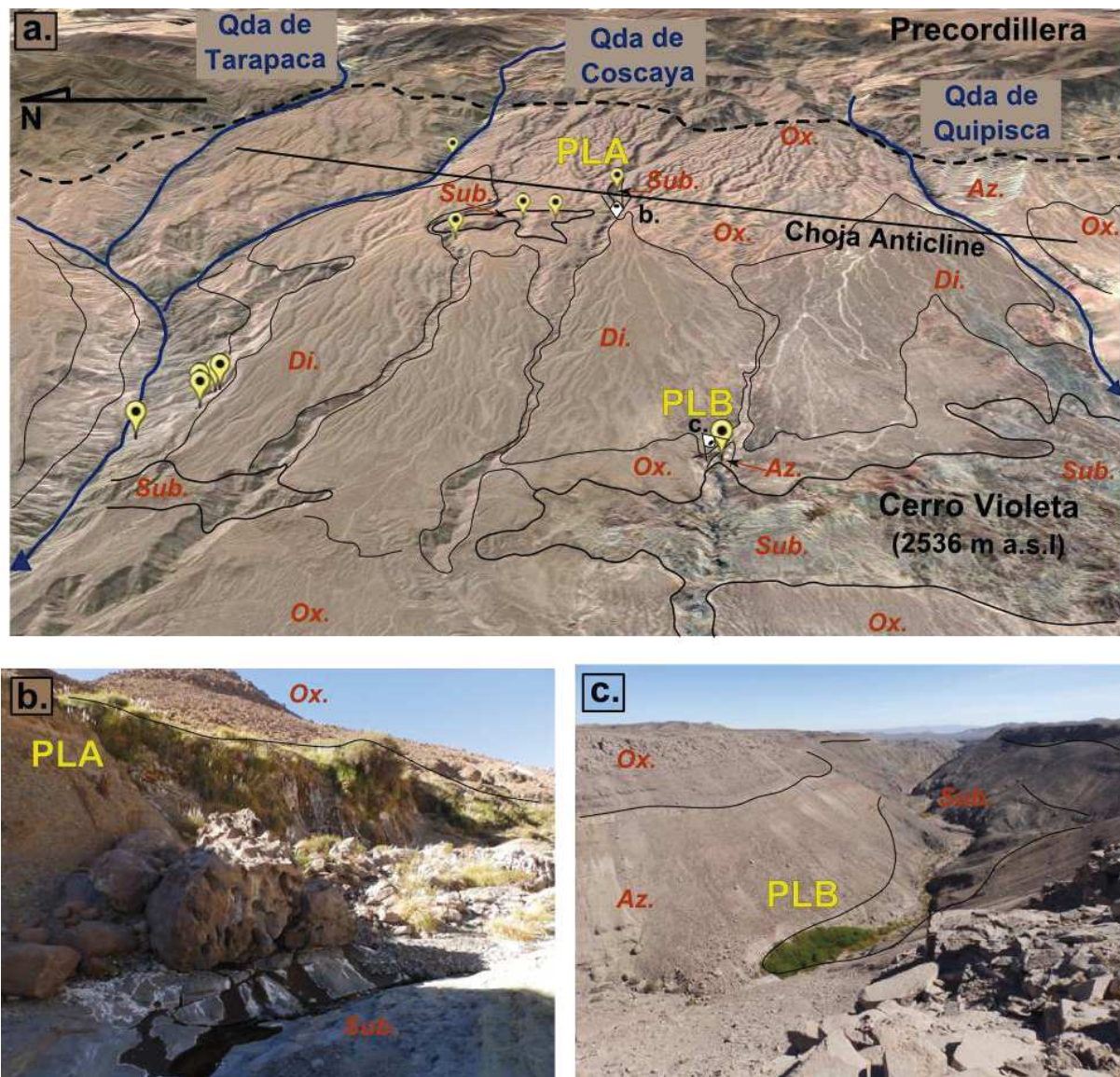


Figure III. 7 : Localisation des sources « PLB » et « PLA ». **a.** Localisation des sources « PLA » et « PLB » situées sur le piedmont entre la Quebrada de Tarapaca et la Quebrada de Quipisca. En arrière-plan, il est possible de voir les sources du Morro Campahue et du village de Laonzana sur la gauche de la photo. Information lithologique : « Sub. » (Substratum) ; « Az. » (Fm Azapa) ; « Ox. » (Fm Oxaya) et « Di » (Fm El Diablo). Vue Google Earth. **b.** Photo de la source « PLA » et de ses dépôts de sel. **c.** Photo de la source « PLB ».

b - Les sources de Laonzana :

Les sources « LZ:A », « LZ:B », « LZ:C », « LZ:D » et « LZ:E » sont localisées sur le flanc sud de la Quebrada de Tarapaca à proximité du village de Laonzana (Figure III.1.a et Figure III.8) qui capte LZ:C pour son alimentation en eau potable (de l'ordre du $\text{l}\cdot\text{min}^{-1}$). Les eaux non captées s'infiltrant dans les dépôts quaternaires du fond du canyon et sont reprises par évapotranspiration avant d'atteindre le cours d'eau (absence de points d'émergence en aval). Ces sources, dont le contexte d'émergence est situé dans la Fm Oxaya et dans la Fm Azapa (Figure III.1.b), sont géomorphologiquement localisées dans la Paléovallée de Laonzana (Chapitre I) qui contrôle les circulations d'eaux souterraines dans cette zone du piedmont (Figure I. 11). *Nous signalons ici que les échantillons de la source « LZ:E » ont été détériorés après leur conditionnement ce qui explique l'absence de données géochimiques de cette source. De plus, un des tremblements de terre de juin 2014, a engendré des glissements de terrain dans le canyon où était située « LZ:E ». Cet évènement a engendré un assèchement de la source.*

Les analyses géochimiques des sources « LZ:A », « LZ:B », « LZ:C » et « LZ:D » montrent que le facies sulfaté sodique ($\text{SO}_4 - \text{Na}$) (Figure III.2) est induit par l'altération des silicates et des roches volcaniques (Figures III.4 et III.5). Les mesures de CE et les rapports Na/K (Figure III.6), rapportées au contexte d'émergence respectif des sources (Figure III.1.b), montrent que la minéralisation des eaux souterraines est plus élevée dans la Fm Azapa que dans la Fm Oxaya. Ces observations géochimiques permettent de définir deux sous-systèmes : l'un situé dans les dépôts alluviaux de la Fm Azapa et un second situé dans les ignimbrites fracturées de la Fm Oxaya. Les circulations souterraines y seraient respectivement plus lentes et plus rapides (perméabilité de fracture). Cette différence de « perméabilité » induirait alors des circulations au contact de ces deux formations, symbolisées par les sources LZ:A, LZ:B et LZ:C.

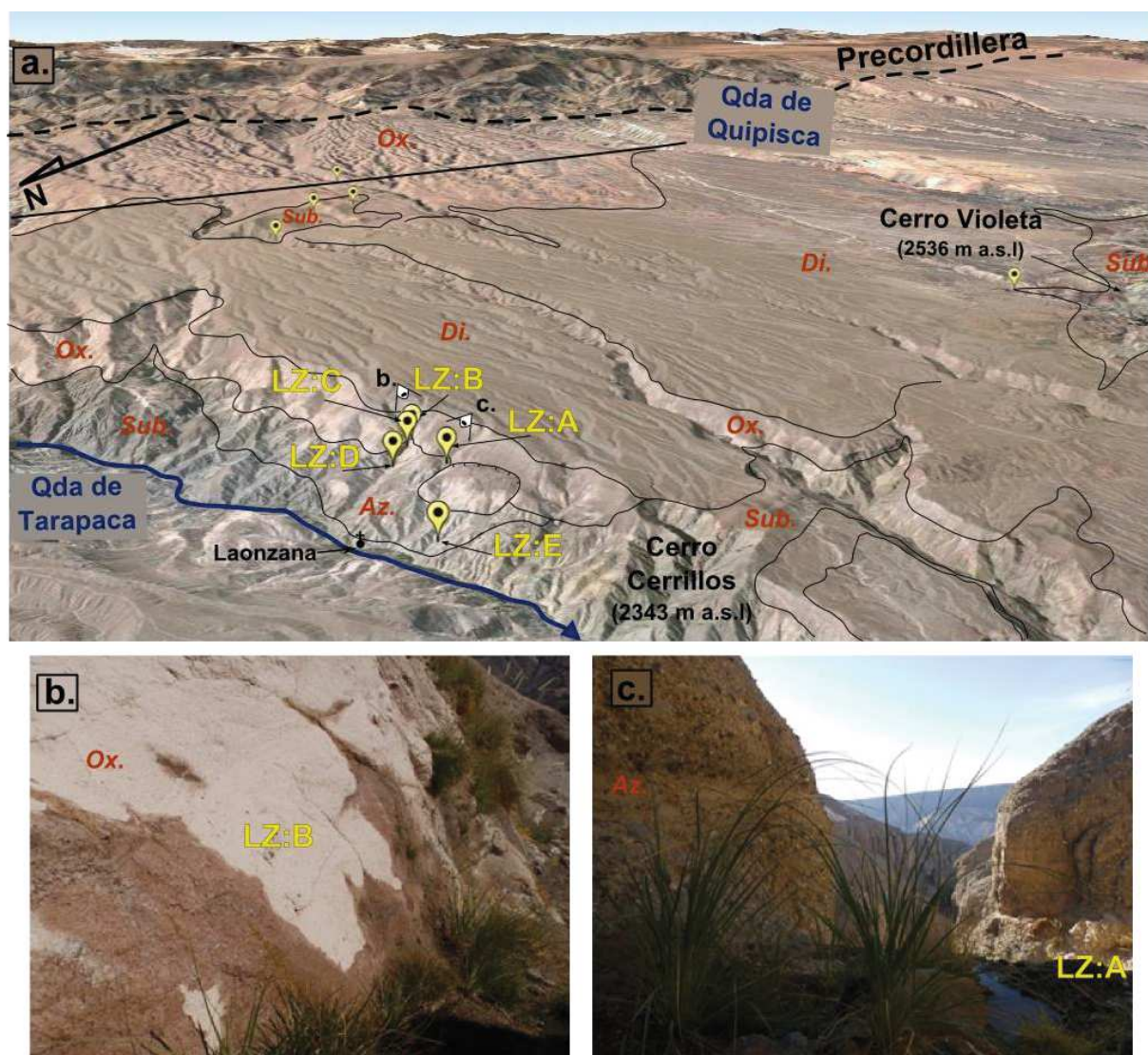


Figure III. 8 : Localisation des sources de Laonzana. **a.** Localisation des sources « LZ:A », « LZ:B », « LZ:C », « LZ:D » et « LZ:E » situées sur le flanc sud de la Quebrada de Tarapaca au niveau du village de Laonzana. En arrière-plan, il est possible de voir les sources du Morro Campahue et les sources « PLA » et « PLB ». Information lithologique : « Sub. » (Substratum) ; « Az. » (Fm Azapa) ; « Ox. » (Fm Oxaya) et « Di » (Fm El Diablo). Vue Google Earth. **b.** Photo de la source « LZ:B » dans la formation Oxaya. **c.** Photo de la source « LZ:A » dans la formation Azapa.

c - Les sources de la Quebrada de Guasquina (Huasquina) :

Les sources « HUASQ1 », « HUASQ4 », « HUASQ5 », « HUASQ6 » et « HUASQ7 » sont localisées sur le flanc sud de la Quebrada de Guasquina, aussi nommée Quebrada de Huasquina (Figures III.1.a et III.9). Certaines de ces sources, dont le débit varie entre le $l \cdot min^{-1}$ et le $l \cdot s^{-1}$, sont captées (exceptée « HUASQ1 ») pour l'agriculture et l'alimentation en eau potable du village de Guasquina (aussi nommé Huasquina). Nous avons pu estimer sur le terrain que le rendement de « HUASQ5 », captée pour l'alimentation en eau potable, est de 100 l/jour. Les eaux non captées alimentent l'écoulement de surface de la quebrada qui se perd en aval de la Flexure de Calacala (Figure II.10). Ces sources sont géomorphologiquement situées dans la Paléovallée de Guasquina (Chapitre I) qui contrôle les circulations d'eaux souterraines dans cette zone du piedmont (Figure I. 11). Si pour l'ensemble de ces sources le contexte d'émergence est situé dans la Fm Oxaya, les propriétés lithologiques et structurales des contextes d'émergence diffèrent (Figure III.1.b) : « HUASQ1 » est située dans la partie supérieure de la Fm Oxaya, au contact entre les ignimbrites fracturées et un banc alluvial intercalé (Figure III.9.b). « HUASQ4 » est localisée au contact de deux chenaux alluviaux (interbanc) intercalés (Figure III.9.d). « HUASQ5 » est localisée dans une fracture, agrandie par l'homme, à l'intérieur d'un banc alluvial intercalé (Figure III.9.c). Les sources « HUASQ6 » et « HUASQ7 », localisées à 10 m d'écart, sont situées au niveau d'un banc alluvial intercalé, au niveau de la Flexure de Calacala.

Les sources « HUASQ1 » et « HUASQ4 » sont caractérisées par un facies bicarbonaté-sodique ($HCO_3 - Na$) (Figure III.2) alors que les sources « HUASQ5 », « HUASQ6 » et « HUASQ7 » sont caractérisées par un facies sulfaté sodique ($SO_4 - Na$) (Figure III.2). Cette différence de facies résulte de circulations souterraines localisées dans les ignimbrites (alimentant « HUASQ1 » et « HUASQ4 ») et par des circulations localisées dans des roches dont la composition lithologique est représentative des roches du piedmont (alimentant « HUASQ5 », « HUASQ6 » et « HUASQ7 »). L'alignement des sources sur la droite d'évolution des eaux souterraines de la couverture du piedmont (Figure III.4) définit ces circulations comme exclusivement localisées au sein des formations fin-cénozoïques du piedmont. L'augmentation du rapport Na/K (Figure III.6) et des valeurs de CE semblent indiquer que les temps de circulations sont de plus en plus grands entre la source « HUASQ1 » et les sources « HUASQ6 » et « HUASQ7 ».

L'analyse des températures montrent que la température de « HUASQ1 » ($9,1^{\circ}C$) correspond à la température moyenne annuelle de la partie haute du piedmont située à environ 3000 m a.s.l (Annexe III.3). Une circulation rapide au sein des ignimbrites fracturées depuis le pied de la Précordillère (« mountain front zone »), située à environ 3000 m a.s.l, correspond aux écoulements développés dans le chapitre I et II. Les températures des sources « HUASQ4 » ($23,7^{\circ}C$), « HUASQ5 » ($18,1^{\circ}C$), « HUASQ6 » ($28^{\circ}C$) et « HUASQ7 ($18^{\circ}C$) » semblent indiquer une composante thermique. Sur la base i) d'un gradient géothermique de $3^{\circ}C/100$ m qui semble cohérent pour le schéma géologique de la Paléovallée de Guasquina (contexte de bassin sédimentaire), et déjà utilisé dans la plaine de la Pampa del Tamarugal par Magaritz

et al. (1990) ; ainsi que ii) d'une température moyenne annuelle de 14,5°C à 2000 m a.s.l (Annexe III.3) : les profondeurs de circulation ainsi estimées sont de 300 m pour « HUASQ4 », 130 m pour « HUASQ5 », 460 m pour « HUASQ6 » et 130 m pour « HUASQ7 ». Ces sources résultent d'eaux infiltrées dans les canyons et ravines du piedmont (Figure I. 11) qui circulent vers le Nord-Ouest à travers les bancs alluviaux intercalés de la Fm Oxaya (Paléovallée de Guasquina) en profondeur. A la faveur de fractures, induites par les mouvements du piedmont (Jordan *et al.*, 2010) et par la Flexure de Calacala (Farias *et al.*, 2005), ces eaux remontent à la surface. Nous pouvons noter ici qu'à la suite d'un tremblement de terre, l'eau des sources peut se troubler et les températures varier (d'après le témoignage des habitants du village de Guasquina). Ces réactions aux tremblements de terre appuient l'analyse que les circulations souterraines de cette zone du piedmont sont connectées aux réseaux de fractures et de failles, telles que la Flexure de Calacala.

d - Eléments de synthèse sur les processus de circulation dans la couverture du piedmont :

L'analyse géochimique de ces eaux circulant dans la couverture du piedmont a permis de mettre en évidence divers processus de circulation :

- i) La circulation des eaux souterraines dans la couverture peut être dissociée en sous-systèmes selon les formations fin-cénozoïques présentes. Les temps de circulation sont plus élevés dans la Fm Azapa que dans la Fm Oxaya ce qui suggère une perméabilité de fractures des ignimbrites fracturées (Fm Oxaya) relativement élevée. Si le contact entre les ignimbrites fracturées (Fm Oxaya) et les dépôts alluviaux fin-oligocène (Fm Azapa) favorise des circulations préférentielles, le contact entre les dépôts alluviaux miocènes (Fm El Diablo) et les ignimbrites fracturées (Fm Oxaya) n'est pas un contexte d'émergence préférentielle. Cela va dans le sens d'une perméabilité de fracture des ignimbrites relativement élevée par rapport aux dépôts alluviaux miocènes.
- ii) Les circulations souterraines sont induites par des écoulements temporaires de surface qui s'infiltrent dans les canyons et ravines du piedmont. Des circulations, relativement rapides, sont drainées à faible profondeur dans les ignimbrites de la Fm Oxaya tandis que d'autres, plus lentes, sont drainées en profondeur dans les chenaux alluviaux intercalés de la Fm Oxaya ou dans les dépôts alluviaux de la Fm Azapa. Ces chenaux alluviaux intercalés conduisent les eaux souterraines sous la forme de « chemins d'écoulement » étagés induisant des temps de circulation pouvant différer d'une source à l'autre. Toutefois, à proximité de zones de failles ou de flexures, ces chenaux sont plus ou moins connectés selon les fractures et les failles induites par la tectonique. Le long de ces circulations, les eaux acquièrent une signature thermique correspondant à l'enfouissement des chenaux alluviaux dans les paléovallées fin-cénozoïques.

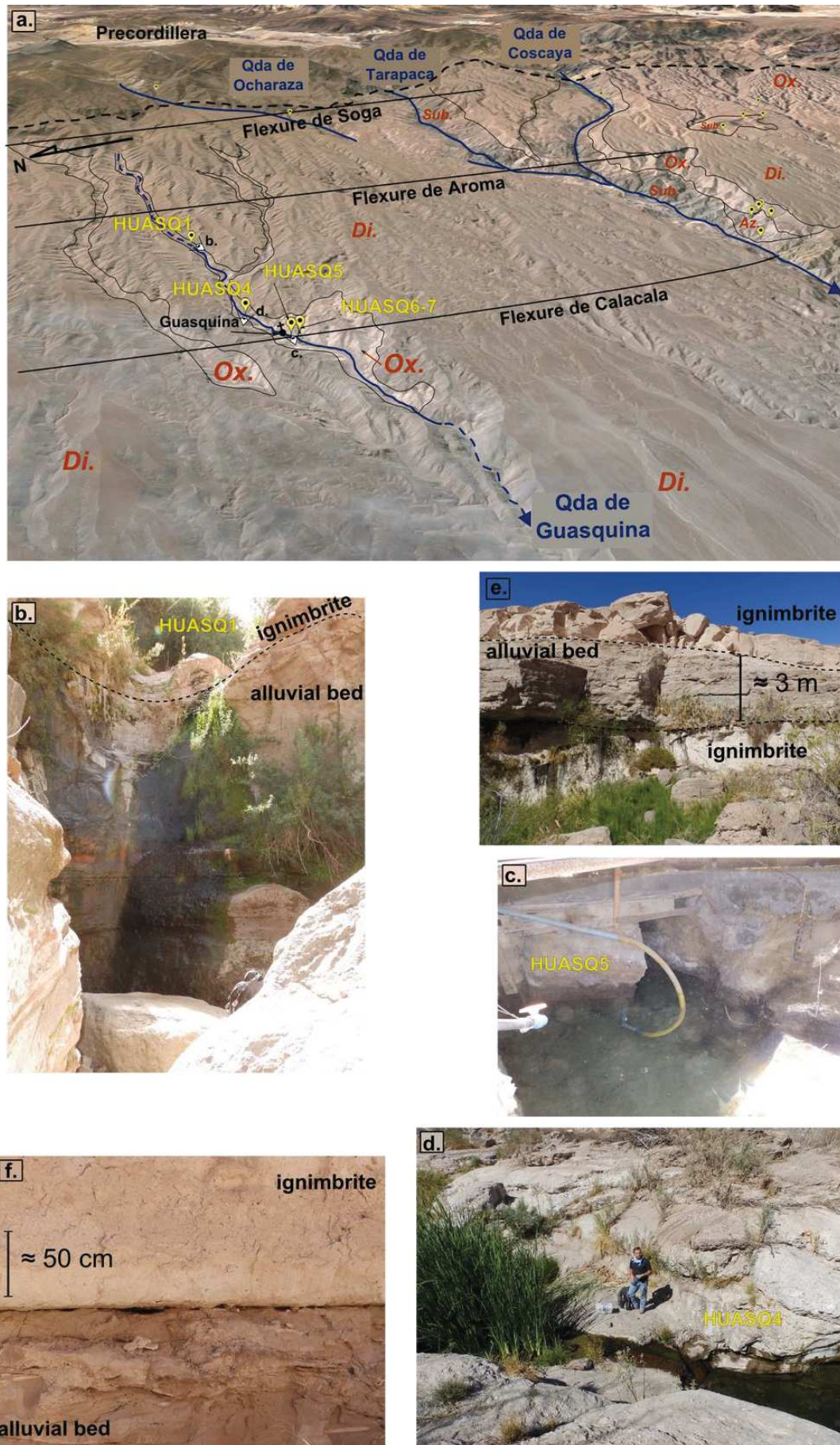


Figure III. 9 : Localisation des sources de la Quebrada de Guasquina. **a.** Localisation des sources « HUASQ1 », « HUASQ4 », « HUASQ5 », « HUASQ6 » et « HUASQ7 » situées sur le flanc sud de la Quebrada de Guasquina. En arrière-plan, il est possible de voir les sources du Morro Campahue et du village de Laonzana sur la droite de la photo et les sources « USM1 » et « Chusmiza » en haut à gauche. Information lithologique : « Sub. » (Substratum) ; « Az. » (Fm Azapa) ; « Ox. » (Fm Oxaya) et « Di » (Fm El Diablo). Vue Google Earth. **b.** Photo de la source « HUASQ1 ». **c.** Photo de la source « HUASQ5 » dans le système de pompage dans la fracture. **d.** Photo de la source « HUASQ4 » au niveau des interbanco alluviaux. **e.** Photo de roseaux au niveau du contact entre un banc alluvial intercalé et une couche d'ignimbrite. **f.** Forme d'altération au contact d'un banc alluvial intercalé et d'une couche d'ignimbrite.

3.1.3. Analyse des interactions entre les eaux circulant dans la couverture du piedmont et le substratum

L'analyse géochimique des précédentes sources (3.1.1 et 3.1.2) a révélé deux entités hydrogéologiques distinctes : les eaux souterraines circulant dans le substratum et celles circulant dans la couverture du piedmont. Toutefois, certaines sources échantillonnées laissent à penser que des mélanges entre ces deux entités hydrogéologiques peuvent exister.

a - La « Cascade de Poroma » :

La « Cascade de Poroma » (Figure III.1.a et Figure III.10) est alimentée par une source (de l'ordre du l.s^{-1}) localisée sur le flanc nord de la Quebrada de Coscaya (sous bassin de la Quebrada de Tarapaca) à proximité du village de Poroma. Les eaux de la cascade alimentent directement le cours d'eau. Le point d'émergence de cette source est localisé dans le substratum (Figure III.1.b) dans l'alignement d'une des structures tectoniques qui composent le « système de flexures Campahue » (Figure I. 11).

L'origine des ions chlorures, sulfates, sodium et calcium qui composent l'eau de la « Cascade de Poroma » provient de l'altération des silicates et des roches volcaniques (Figure III.4 et Figure III.5). La « Cascade de Poroma » est caractérisée par une minéralisation élevée ($3510 \mu\text{S.cm}^{-1}$) correspondant aux eaux circulant dans le substratum, à l'image de sa teneur en chlorures et en sodium proche de celle de la source « Isabelle » (Figure III.4). Appuyant cette hypothèse, le rapport Na/K (Figure III.6) élevé laisse supposer des circulations lentes et relativement anciennes, telles que celles des sources du Morro Campahue. Cependant, le facies géochimique sulfaté sodique ($\text{SO}_4 - \text{Na}$) est relativement proche de l'eau des sources « HUASQ5 », « HUASQ6 » et « HUASQ7 » (Figure III.2). Ce facies peut quant à lui laisser penser que les eaux alimentant la « Cascade de Poroma » s'écoulent dans des dépôts alluviaux fin-cénozoïques avant d'être drainées dans le substratum. La température de l'eau échantillonnée (10°C) va dans le sens d'une eau infiltrée au niveau du piedmont vers 3000 m a.s.l (Annexe III.3). Toutefois, cet élément ne semble pas déterminant : i) le parcours de l'eau entre la source (≈ 500 m) et la cascade en elle-même (rééquilibrage de la température avec l'atmosphère) ainsi que ii) d'éventuels mélanges peuvent modifier la température de l'eau échantillonnée. La projection de cette source par rapport aux droites d'évolution des eaux souterraines dans le substratum et dans la couverture du piedmont indique qu'une composante de chacune de ces deux droites constitue cette eau (Figure III.4). Les proportions de mélange sont alors de 24% pour les eaux circulant dans la couverture du piedmont et 76% pour celles circulant dans le substratum. Il apparaît alors possible de décrire l'hydrosystème de la « Cascade de Poroma » : une composante majoritaire provient des circulations lentes du substratum qui remontent via un réseau de fractures créé par le « système de flexures Campahue ». La composante mineure a pour origine des précipitations « actuelles » sur le piedmont (entre la

Quebrada de Tarapaca et de Coscaya) qui s'infiltrent au sein de la couverture et atteignent en profondeur le réseau de fractures du substratum pour se mélanger aux eaux du substratum.

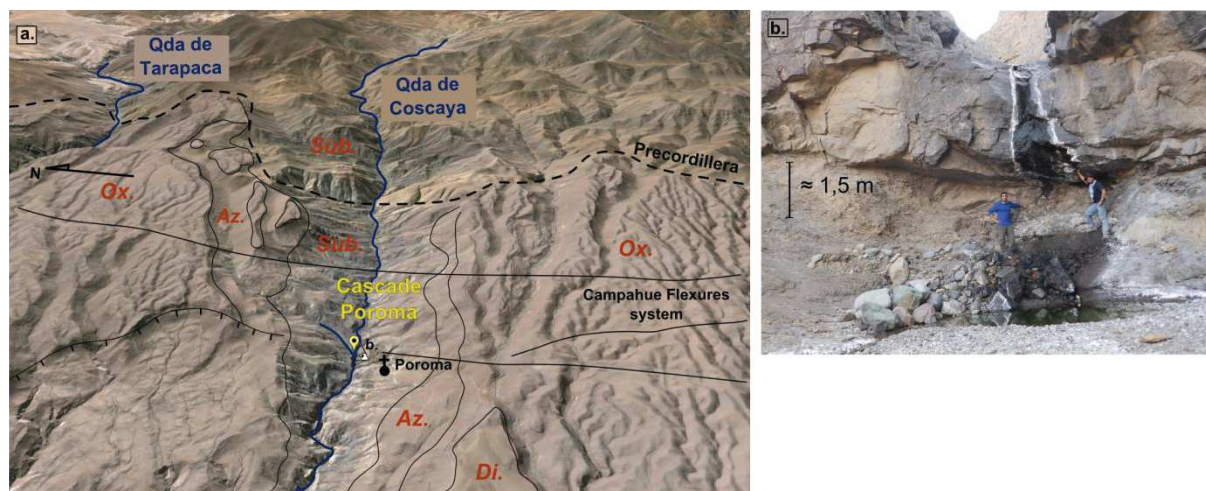


Figure III. 10 : Localisation de la source « Cascade Poroma ». **a.** Localisation de la source « Cascade Poroma » sur le flanc nord de la Quebrada de Coscaya. Information lithologique : « Sub. » (Substratum) ; « Az. » (Fm Azapa) ; « Ox. » (Fm Oxaya) et « Di » (Fm El Diablo). Vue Google Earth. **b.** Photo de la cascade dans le substratum.

b - La source d'Usmagama « USM1 » :

La source « USM1 » (de l'ordre du $l.s^{-1}$) est située sur le flanc Sud de la Quebrada de Ocharaza (sous bassin de la Quebrada de Tarapaca) à proximité du village d'Usmagama qui capte cette source pour son alimentation en eau potable (Figure III.1.a et Figure III.11). Le contexte d'émergence de « USM1 » est situé dans le substratum au sein du réseau de fractures (Figure III.1.b), induit par les mouvements de la Flexure de Soga (Figure I. 11), et est situé au-bas de coulées de laves quaternaires qui composent les sommets de la Précordillère (Figure III.1.b).

La source « USM1 », telle que décrite précédemment (2.2 et Figure III.2 et Annexe III.2) a un faciès géochimique intermédiaire entre bicarbonaté et sulfaté sodique ($HCO_3^- / SO_4^{2-} - Na$). Ce faciès montre que les eaux souterraines alimentant « USM1 » ont à la fois une composante hydrogéologique représentative des roches du piedmont (substratum inclus) et une composante représentative des dépôts volcaniques seuls, tels que les laves ou les ignimbrites (2.2). L'origine des ions chlorures et sodium est attribuée à l'altération des silicates (Figure III.4), tandis que l'origine des sulfates et du calcium semble être marquée par le gypse (Figure III.5). L'absence de marqueurs d'altération du gypse dans les eaux du substratum, discutées précédemment, va dans le sens d'une altération du gypse dans les couches superficielles. La faible minéralisation ($562 \mu S.cm^{-1}$) et la signature thermique ($18^\circ C$) (Annexe III.3) de l'eau de « UMS1 » appuient également l'hypothèse de deux composantes hydrogéologiques : l'une représentative de circulations dans les laves quaternaires de la

Précordillère et la seconde représentative de circulations profondes au sein du substratum. En se basant sur cette hypothèse, il apparaît que les sources « Chusmiza » et « HUASQ1 » sont respectivement représentatives d'une alimentation ascendante thermique provenant du substratum et d'une alimentation descendante froide provenant des laves quaternaires de la Précordillère. Les diverses estimations (Annexe III.4) montrent que la composante thermique représente entre 40% et 20% du flux tandis que la composante froide représente entre 60% et 80%. L'origine du gypse peut être attribuée à la couche d'altérites qui est présente à la surface des laves quaternaires de la Précordillère (observée sur le terrain). Ces flux, ascendants et descendants, se rejoignent et circulent à travers le réseau de fractures qui recoupent le substratum à proximité de la Flexure de Soga.

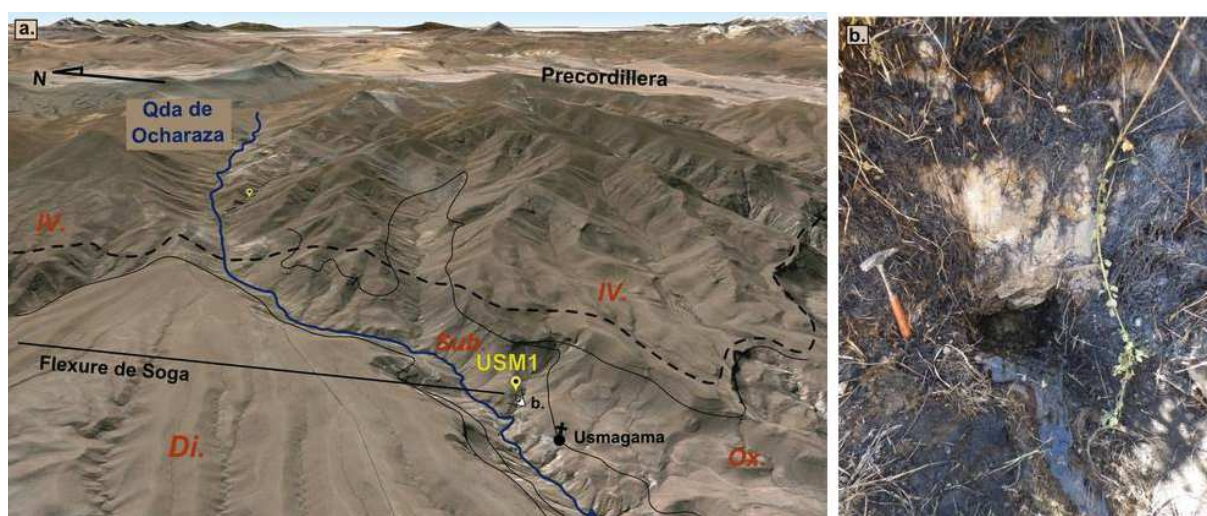


Figure III. 11 : Localisation de la source « USM1 ». **a.** Localisation de la source « USM1 » sur le flanc sud de la Quebrada de Ocharaza. En arrière-plan (point jaune) on aperçoit la source de Chusmiza. Information lithologique : « Sub. » (Substratum) ; « Ox. » (Fm Oxaya) ; « Di. » (Fm El Diablo) et « IV. » (laves quaternaires). Vue Google Earth. **b.** Photo de la sortie de la source dans le substratum. La végétation a été brûlée pour l'entretien du point de captage.

c - Éléments de synthèse sur les interactions entre les eaux souterraines circulant dans le substratum et la couverture du piedmont :

Les analyses géochimiques ont montré que des mélanges peuvent exister entre des eaux circulant dans le substratum et des eaux circulant dans la couverture du piedmont. Ces mélanges existent au niveau des réseaux de fractures induites par des failles ou des flexures majeures. Les eaux froides contenues dans la couverture du piedmont peuvent y être drainées et se mélanger à des remontées ascendantes (signature thermique) provenant des circulations lentes du substratum. L'identification de ces interactions au niveau des zones de failles du piedmont sont en accord avec les observations de Magaritz *et al.* (1990), indiquant que l'aquifère est partiellement rechargé par des remontées profondes ascendantes provenant du substratum et circulant au travers de réseaux de failles et de fractures.

3.1.4. Circulation et vulnérabilité des eaux captées du piedmont

Dans la zone d'étude, plusieurs villages du piedmont utilisent l'eau des sources pour l'alimentation en eau potable, l'agriculture et l'élevage. Contrairement à l'eau du rio, l'eau des sources est susceptible d'être moins soumise à des pollutions, telles que des rejets provenant d'activités anthropiques situées en amont. Malgré une activité anthropique quasi-inexistante sur les plateaux du piedmont (zones de recharge des sources) ces circulations sont vulnérables face à des pollutions éventuelles (futurs terrils miniers) et/ou à des changements climatiques. De plus, les interactions eau-roches peuvent induire naturellement des teneurs élevées en éléments chimiques toxiques pour l'organisme.

C'est pourquoi, sur la base des résultats géomorphologiques (Figure I.11) et géochimiques, cette section a pour objectif de fournir des éléments permettant de caractériser la vulnérabilité des sources captées à d'éventuelles pollution. Afin de définir les zones de vulnérabilité, les zones de recharge ont été différenciées en trois zones de vulnérabilité distinctes (Figure III.12) :

Zone 1 : vulnérabilité très élevée (i.e. couleur rouge ; Figure III.12) : zone d'infiltration et de drainage rapides (connectés aux circulations souterraines) dans les ravines et canyons où affleurent des laves fracturées, telles que la Fm Oxaya.

Zone 2 : vulnérabilité élevée (i.e. couleur orange ; Figure III.12): zone d'infiltration et de drainage rapides (connectés aux circulations souterraines) dans les ravines et canyons où affleurent des dépôts alluviaux poreux, tels que les dépôts quaternaires et ceux de la Fm El Diablo.

Zone 3 : vulnérabilité modérée (i.e. couleur verte ; Figure III.12): zone de ruissellement connectée en surface aux zones 1 et 2.

La source « LZ:C » - captée par le village de Laonzana (Quebrada de Tarapaca) - est rechargée par des eaux s'infiltrant sur le piedmont entre la Quebrada de Coscaya et la Quebrada de Quipisca et circulant au sein de la Paléovallée de Laonzana (Figure III.12). Le contexte d'émergence de « LZ:C » et son analyse géochimique ont montré que les eaux souterraines qui l'alimentent circulent « rapidement » dans les ignimbrites fracturées de la Fm Oxaya (perméabilité de fracture) au contact de la Fm Azapa moins perméable. Cette ressource est donc dépendante i) des précipitations situées sur le piedmont et dans la Précordillère et ii) de la qualité des eaux qui s'infiltrent et rechargent le système. Dans le cas d'une baisse sur le long terme des précipitations ou de terrils miniers emportés par une crue, la ressource en eau souterraine en serait affectée quantitativement et qualitativement. L'analyse des éléments en trace contenus naturellement dans l'eau de « LZ:C » a montré que certains éléments (Tableau III.1) ont des teneurs supérieures aux recommandations de l'OMS (WHO, 2011) et de l'Etat Chilien (INN, 2006), tels que le bore (5,6 fois), l'arsenic (5 fois) et le fluorure (1,4 fois), ce qui induit des risques importants sur la santé.

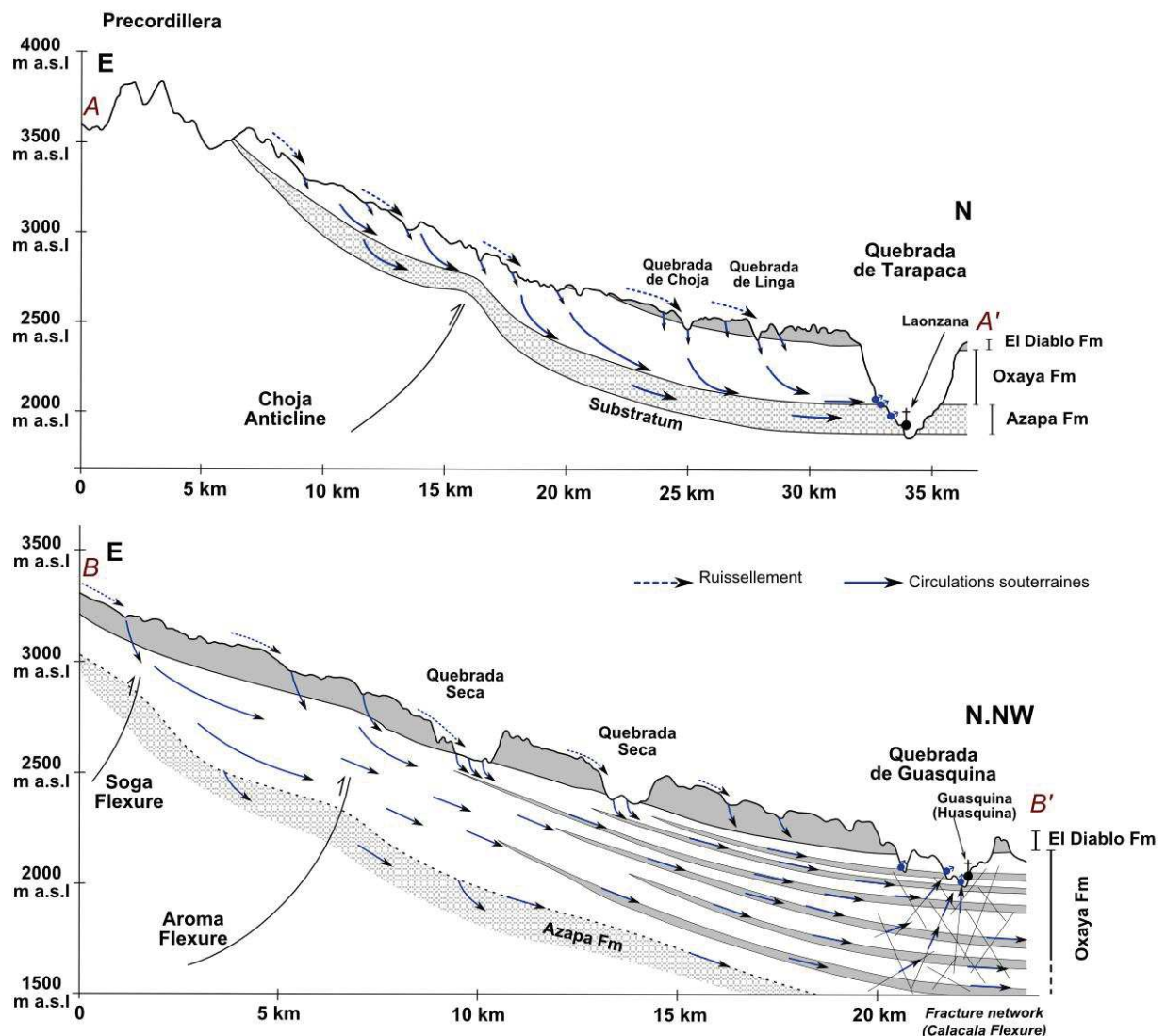
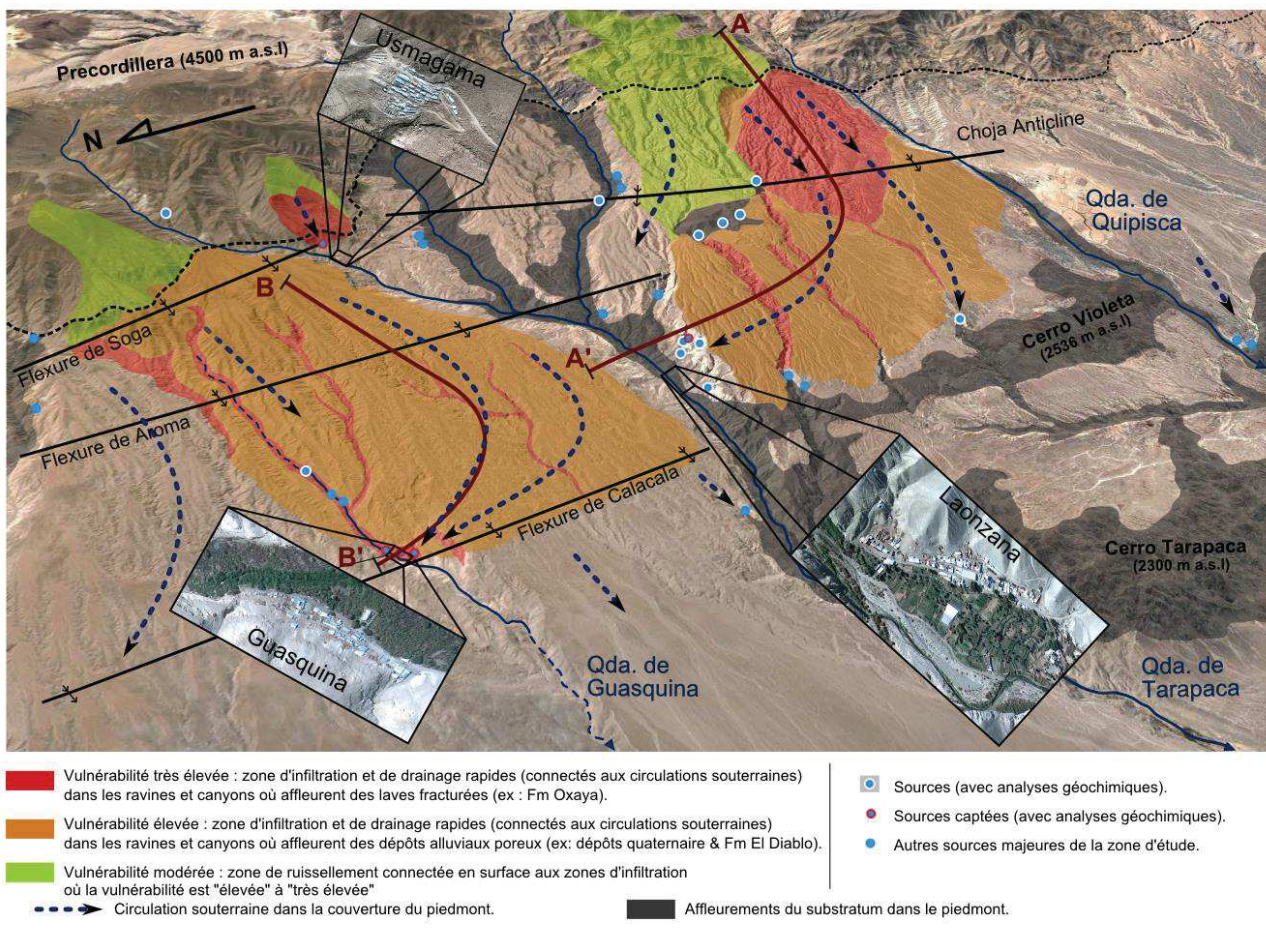


Figure III. 12 : Schéma des zones de vulnérabilité et des coupes hydrogéologiques des circulations souterraines alimentant les sources captées du piedmont. Vues Google Earth. La coupe hydrogéologique concernant Usmagama est à voir en Annexe III.5.

La source « UMS1 » - captée par le village d'Usmagama (Quebrada de Ocharaza, sous bassin de la Quebrada de Tarapaca) - est majoritairement (60 - 80%) alimentée par des circulations provenant de l'infiltration des précipitations au travers des laves quaternaires de la Précordillère (Figure III.12 et Annexe III.5). Cette ressource est donc principalement dépendante des précipitations et toutes modifications sur le long terme engendreraient une diminution du débit de la source. Toutefois, la part plus ou moins importante d'eau provenant du substratum suggère une relative stabilité de cette ressource. L'analyse des éléments en trace contenus naturellement dans l'eau de « USM1 » a montré que les teneurs en bore (Tableau III.1) sont 3 fois supérieures aux recommandations de l'OMS (WHO, 2011) et de l'Etat Chilien (INN, 2006).

Les sources « HUASQ4 », « HUASQ5 », « HUASQ6 », « HUASQ7 » - captées par le village de Guasquina (aussi nommé Huasquina) dans la Quebrada de Guasquina - sont alimentées par des eaux circulant dans la Paléovallée de Guasquina au sein des ignimbrites fracturées et des contacts avec les bancs alluviaux intercalés de la Fm Oxaya (Figure III.9.e. et III.9.f. et III.12). L'analyse géochimique a montré que les eaux souterraines alimentant ces sources correspondent à des circulations étagées où les temps de circulations semblent être différents (voir Section 3.1.2.c). « HUASQ4 » apparaît être la plus vulnérable du fait d'une eau « jeune » alors que « HUASQ5 » et les sources « HUASQ6 » et « HUASQ7 » présentent des temps de circulation plus importants ce qui abaisse leur vulnérabilité à court terme. Cette ressource reste néanmoins dépendante de l'évolution du climat sur le long terme (aspect quantitatif) ainsi que de la qualité des eaux infiltrées (aspect qualitatif). L'analyse des éléments en trace contenus naturellement dans l'eau des sources captées a montré que certains éléments (Tableau III.1) ont des teneurs supérieures aux recommandations de l'OMS (WHO, 2011) et de l'Etat Chilien (INN, 2006), tels que le bore (entre 1,9 et 6,5 fois); l'arsenic ($\approx$ 2,3 fois) et le fluorure ($\approx$ 1,5 fois), ce qui induit des risques importants sur la santé.

La source de « Chusmiza », captée par le village de Chusmiza (Quebrada de Ocharaza, sous bassin de la Quebrada de Tarapaca) pour l'alimentation en eau des thermes, est alimentée par des eaux circulant dans le réseau de failles de la Précordillère. Le caractère fossile de cette eau (Chapitre III. Partie B) suggère qu'elle est peu sensible à court terme aux variations climatiques actuelles. Toutefois, l'analyse des éléments en trace contenus naturellement dans l'eau parfois consommée par les populations a montré que certains éléments (Tableau III.1) ont des teneurs supérieures aux recommandations de l'OMS (WHO, 2011) et de l'Etat Chilien (INN, 2006), tels que le bore (4,6 fois); l'arsenic (2,5 fois) et le fluorure (1,4 fois).

Cette première caractérisation de la vulnérabilité des sources captées a permis d'identifier et de définir les zones vulnérables du piedmont et de la Précordillère. Dans le but de préserver cette ressource, les activités anthropiques telles que l'installation d'une mine, le déversement de terrils dans les ravines ou de produits chimiques le long des pistes (accidentels ou non) doivent être limitées. Toutefois, l'absence de données portant sur l'âge de l'eau ou sur les vitesses d'écoulement ne permet malheureusement pas d'évaluer avec plus de précision la vulnérabilité des sources ; ce qui suggère que des progrès dans ce sens sont nécessaires.

Les analyses géochimiques ont permis de mettre en évidence des teneurs élevées en éléments - tels que l'arsenic (As), le bore (B) et le fluor (F) - parfois supérieures aux recommandations de l'OMS (WHO, 2011) et aux normes de l'Etat Chilien (INN, 2006), dues aux interactions des eaux avec l'encaissant. Ces fortes teneurs en éléments peuvent avoir des conséquences sur la santé, telles que des effets sur la fertilité, le développement de cancers ou encore une détérioration du squelette et des dents (fluorose). Ces résultats ouvrent la porte à des études sanitaires et sociales portant sur l'impact de la consommation de ces eaux par les populations.

	Bore (B) ppb	Aluminium (Al) ppb	Chrome (Cr) ppb	Manganese (Mn) ppb	Nickel (Ni) ppb	Cuivre (Cu) ppb	Arsenic (As) ppb	Molybdene (Mo) ppb	Cadmium (Cd) ppb	Baryum (Ba) ppb	Plomb (Pb) ppb	Fluorure (F) ppb
JICA-C	7403,69	14,08	0,01	129,47	0,13	1,54	59,95	45,53	0,03	14,98	0,07	—
JICA-D	27495,9	5,61	0,74	30,54	0,36	0,42	34,16	2,81	0,1	65,71	0,08	—
Pozo de la Muerte	9801,05	12,84	0,34	3,08	0,15	0,56	128,33	9,06	0,09	18,75	0,04	—
Carmelo	6878,15	8,75	0,59	0,79	0,15	0,64	9,34	1,34	0,04	25,49	0,08	484
Chusmiza	2290,01	19,89	0,02	4,55	0,03	0,53	24,84	2,88	0	31,71	0,04	2090
USM1	1519,65	12,37	0,11	1,86	0,03	0,38	5,32	1,8	0	1,33	0,02	1200
cascade Poroma	8289,63	18,85	<LQ	3,49	0,14	4,37	18,22	1,73	<LQ	23,99	0,05	5910
Maguelone	21293,46	106,86	2,62	472,34	14,99	5,69	8,03	2,33	<LQ	7,7	0,09	21060
Agnes	4348,94	18,21	<LQ	34,54	<LQ	0,42	2,38	1,54	0	14,23	0,04	4950
Isabelle	8901,03	23,91	<LQ	5,98	0,49	4,18	9,14	3,12	0,02	24,57	0,06	9180
LZ:D	4221,35	8,38	0,08	1,4	0,07	0,35	24,53	7,58	0,01	20,56	0,01	2410
LZ:C	2811,59	10,27	0,52	0,6	0,07	0,81	49,18	7,74	0,01	11,2	0,04	2040
LZ:B	2139,54	13,14	0,44	0,57	0,02	0,44	39,77	5,91	0,01	8,74	0,04	1250
LZ:A	3454,38	9,23	0,09	0,8	0,08	0,94	11,36	2	0,01	22,57	0,01	2410
LZ:E	12344,8	—	0,29	0,15	0,3	1,74	133,6	29,28	0,09	27,4	0,07	—
HUASQ7	3227,64	9,23	0,3	1,06	0,15	0,27	22,54	5,46	0	1,75	0,02	2360
HUASQ6	3054,8	20,06	0,08	2,25	0,06	0,18	22,1	5,16	0	0,93	0,02	2320
HUASQ5	3027,44	6,23	0,09	1	0,07	0,24	24,42	5,15	0,02	0,92	0,02	2260
HUASQ4	934,93	20,02	0,36	19,88	0,03	0,17	25,04	2,89	0,01	29,29	0,01	420
HUASQ1	509,1	13,18	0,07	14,76	0,15	0,38	13,31	1,58	0,01	25,84	0,01	400
PLA	1134,6	—	0,06	3,23	0,09	1,48	18,98	4,38	0	13,9	0	—
PLB	1857,5	—	0,09	14,06	0,15	5,61	21,42	3,99	0,01	22,4	0,06	—
Guideline Values (ppb) WHO, 2011	500	200	50	400	10	2000	10	70	3	700	10	1500
Guideline Values (ppb) Chile, 2005	?	?	50	100	?	?	10	?	10	?	50	1500

Tableau III. 1 : Comparaison des teneurs des éléments en trace et des valeurs guides de l'OMS (WHO, 2011) et de l'Etat Chilien (INN, 2006). La couleur rouge indique les points dépassant la valeur guide de l'OMS et les couleurs bleues les points captés pour l'alimentation en eau potable. « <LQ » signifie que les valeurs des éléments sont inférieures à la limite de quantification. 1 ppm = 1 mg/l ; 1 ppb = 1 µg/l

3.2. Les eaux souterraines de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal

3.2.1. Caractéristiques géochimiques et origines des eaux du forage « Pozo de la Muerte »

Sur la base des résultats géophysiques et hydro(géo)logiques (Chapitre II) et des observations faites lors du prélèvement (point méthodologique du chapitre) dans le « Pozo de la Muerte », il a été identifié que les cours d'eau situés dans le fond des Quebradas participent à la recharge de l'aquifère régional. Dans le but de préciser l'origine des eaux de l'aquifère dans ces zones de recharge, les données géochimiques du rio Tarapaca (Quebrada de Tarapaca) provenant de la littérature (Magaritz *et al.*, 1989 ; Aravena et Suzuki, 1990) ont été comparées aux eaux du « Pozo de la Muerte » situé dans l'apex de la Quebrada de Tarapaca (Figure III.1.a) et recoupant les dépôts alluviaux quaternaires et miocènes.

Une approche globale des facies géochimiques des eaux (2.2) a montré que le facies sulfaté sodique ($\text{SO}_4 - \text{Na}$) de l'eau du rio concordait avec les eaux du « Pozo de la Muerte » (Figure III.2). D'un point de vue plus spécifique, les eaux du rio Tarapaca évoluent d'amont en aval (Figures III.13.a et III.13.b) en raison d'une augmentation progressive de la minéralisation des eaux de surface (Chapitre II.3.2.2 et Magaritz *et al.*, 1989 ; Aravena et Suzuki, 1990). Au niveau des villages de Tarapaca et de Huarasiña, localisés à proximité du « Pozo de la Muerte », les facies géochimiques (Figure III.13.b) et les valeurs de conductivité électrique du rio ($\approx 2000 \mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$) coïncident avec l'eau du « Pozo de la Muerte » ($2190 \mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$) comme la teneur des ions majoritaires sodium, calcium, chlorures et sulfates (Figure III.13.b). La baisse observée en magnésium et en bicarbonate peut refléter des processus de précipitations.

Les rapports Na/K et la minéralisation (Figure III.6) des eaux du « Pozo de la Muerte » et du rio (au niveau des villages de Tarapaca et de Huarasiña) indiquent un léger vieillissement des eaux entre le rio et l'aquifère. Ce vieillissement peut être i) le résultat des circulations dans la zone non-saturée ($\approx 85 \text{ m}$) entre la surface et le niveau piézométrique ou/et ii) le résultat d'un mélange entre l'eau provenant du rio et de l'eau plus ancienne de l'aquifère provenant du piedmont.

La température de l'eau du forage ($24,2^\circ\text{C}$), plus élevée que la température moyenne annuelle de 18°C à 1250 m a.s.l (Annexe III.3), s'explique par la profondeur du forage en lui-même ($\approx 210 \text{ m}$) et un gradient géothermique de $3^\circ\text{C}/100 \text{ m}$, qui est cohérent avec le contexte de remplissage sédimentaire du bassin.

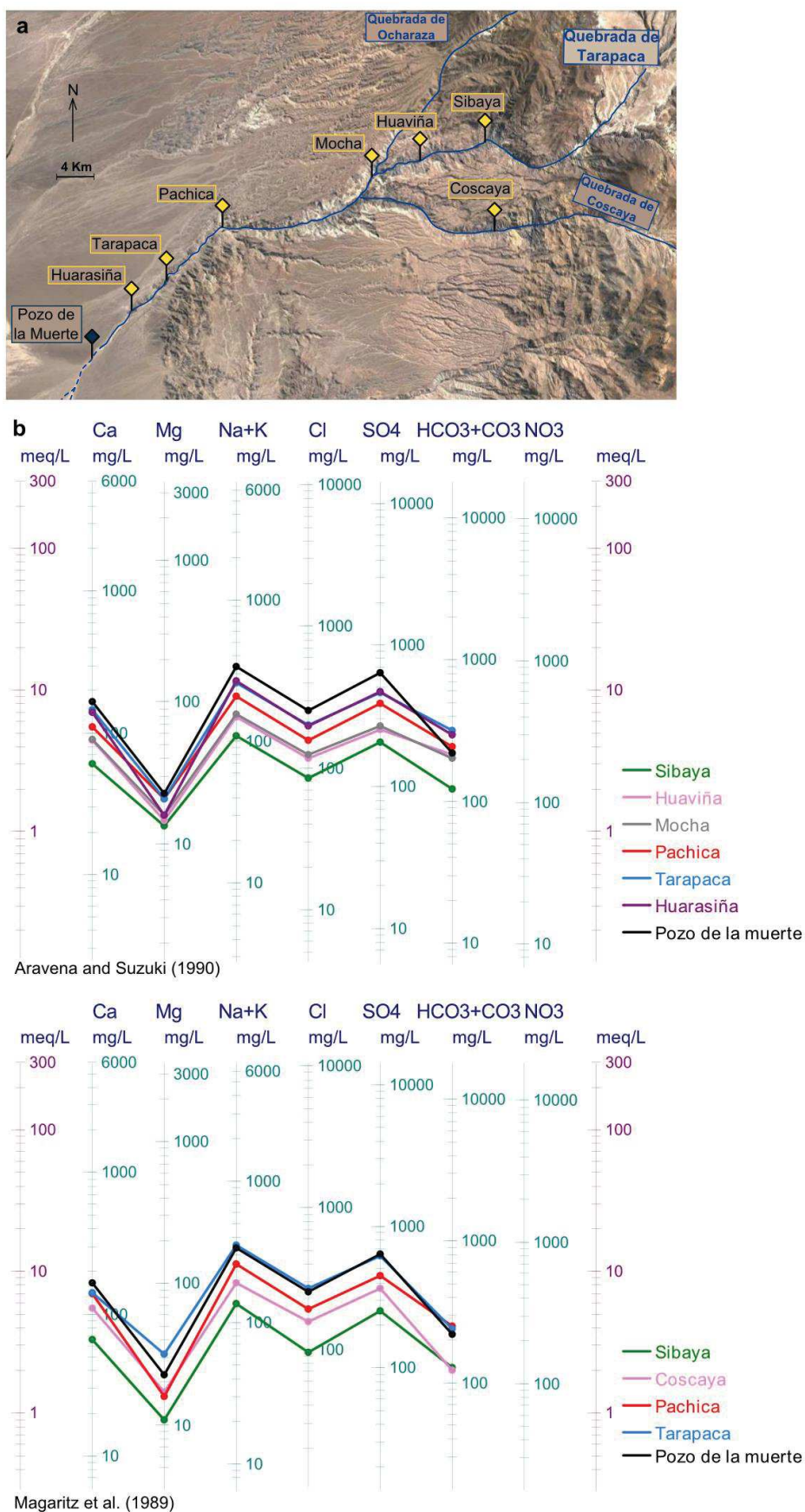


Figure III. 13 : Continuité géochimique des eaux du Rio Tarapaca et du « Pozo de la Muerte ». **a.** Localisation des mesures réalisées dans le Rio Tarapaca (Aravena et Suzuki, 1990 ; Magaritz et al., 1989) et dans le forage « Pozo de la Muerte » (ce travail). **b.** Schéma de Schoeller-Berkaloff des eaux du Rio Tarapaca et du Pozo de la Muerte, réalisé avec le logiciel Diagrammes du Laboratoire d'Hydrogéochimie d'Avignon (LHA).

Les analyses ont montré qu'il existe une continuité géochimique entre les eaux du « Pozo de la Muerte » et l'eau du rio au niveau des villages de Tarapaca et de Huarasiña. L'ensemble des éléments recueillis jusqu'ici (géomorphologie, géophysique, hydro(géo)logie, observations de terrain et géochimie) concordent vers le fait que l'apex de la Quebrada de Tarapaca est une zone de recharge préférentielle et active. Sur la base d'une bonne relation (Figure III.14) entre le sodium et les chlorures des eaux du Rio Tarapaca à Huarasiña (représentatif de l'eau actuelle), du « Pozo de la Muerte » (zone de mélange) et du JICA-C (représentatif de l'eau de l'aquifère en fin de piedmont) : il apparaît qu'environ 38% de la masse d'eau de la partie supérieure de l'aquifère au niveau du « Pozo de la Muerte » provient du pôle de l'aquifère et que près de 62% provient du pôle représentatif de l'eau qui s'infiltre depuis la surface. Ce résultat va encore une fois dans le sens d'une recharge significative de l'aquifère par le rio.

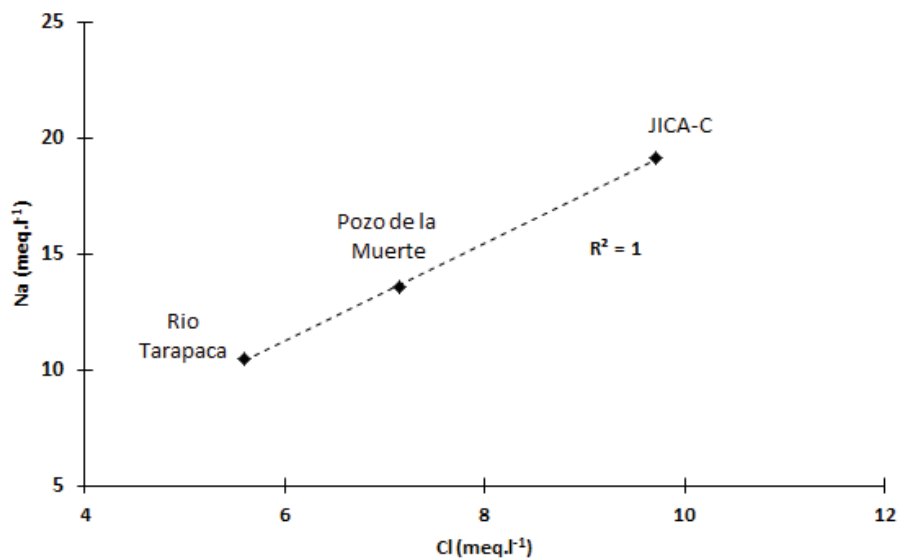


Figure III. 14 : Relation Na vs Cl entre la rivière Tarapaca à Huarasiña (voir Figure III.13 ; Aravena et Suzuki, 1990), le « Pozo de la Muerte » et le « JICA-C » (aquifère en fin de piedmont).

3.2.2. Caractéristiques géochimiques et origines des eaux du forage « JICA-C »

Le forage « JICA-C » est situé dans la plaine de la Pampa del Tamarugal, en aval du piedmont et au niveau du cône alluvial de la Quebrada de Aroma (Figure III.1). Cet ouvrage recoupe les formations alluviales quaternaires et miocènes (Annexe II.2) de la Dépression Centrale. Sa localisation géographique indique qu'il est principalement alimenté par des circulations souterraines provenant de l'aquifère situé dans le piedmont à l'Est (Figure II.11).

Les eaux du forage « JICA-C » (Figure III.2) ont un facies géochimique sulfaté calcique ($\text{SO}_4 - \text{Ca}$) correspondant aux eaux de l'aquifère dans la plaine de la Pampa del Tamarugal (Partie A. 2.2). Le changement de facies entre les circulations souterraines du piedmont - facies sulfaté sodique ($\text{SO}_4 - \text{Na}$) - et les eaux de l'aquifère dans la plaine de la Pampa del Tamarugal semble pouvoir s'expliquer par des processus d'échanges cationiques : l'eau « peu » minéralisée provenant de l'aquifère au niveau du piedmont (composé de dépôts alluviaux grossiers et caractérisés par un gradient hydraulique élevé $\approx 2\%$), se mélange à l'interface piedmont / plaine avec l'eau fortement minéralisée de l'aquifère situé dans la plaine de la Pampa del Tamarugal (constitué de dépôts alluviaux sableux et présentant un gradient hydraulique faible $\approx < 0,4\%$). Cette interface hydrodynamique et géochimique des eaux souterraines se traduit par des processus d'échanges cationiques, tels que définis par Appelo et Postma (2005) :

Le sodium (Na^+), contenu dans la phase aqueuse, est capté par la phase minérale qui relâche des cations calciums (Ca^{2+}) dans la phase aqueuse. Les eaux souterraines sulfatées sodiques ($\text{SO}_4 - \text{Na}$) changent de facies et deviennent alors sulfatées calciques ($\text{SO}_4 - \text{Ca}$; voir Eq III.1). Il est alors possible de se demander quels ont été les impacts de ces apports permanents en sodium sur la formation du caliche (nitrate de sodium) exploité dans le Nord Chili.



Avec X : l'échangeur du sol ; Phase aqueuse ; Phase minérale

Les teneurs en sodium et chlorures de l'eau souterraine du « JICA-C » (Figure III.4) semblent être impactées par les eaux de la couverture du piedmont (droite d'évolution des eaux souterraines de la couverture du piedmont). Les rapports Na/Cl , $(\text{Na} + \text{Ca})/\text{Cl}$ et $(\text{Na} + \text{Mg})/\text{Cl}$ sont respectivement égaux à 1,97, 5 et 2,03 ce qui montre l'absence d'une signature évaporitique provenant de la halite ou de saumures résiduelles. L'ensemble de ces éléments indique que l'altération des minéraux silicatés est à l'origine des ions Na et Cl. La continuité géochimique (Figure III.4) entre les eaux du rio Tarapaca, du « Pozo de la Muerte » et du forage « JICA-C » indique que les eaux de ce dernier correspondent à des eaux rechargées dans une zone de perte située dans le piedmont, telle que celle de la Quebrada de Guasquina (Figures II.10 et II.11), et qui ont circulé dans la Fm El Diablo jusque dans la plaine de la Pampa del Tamarugal.

L'augmentation de la minéralisation ($3780 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) et du rapport Na/K (Figure III.6) par rapport aux eaux souterraines situées dans les zones de recharge des quebradas (proxy : « Pozo de la Muerte ») semble indiquer un vieillissement des eaux souterraines, ce qui va dans le sens de circulations souterraines provenant de zones de recharge, telles que celle de la Quebrada de Guasquina (Figures II.10 et II.11), localisées plus en amont dans le piedmont. Le rapport de Ca/SO_4 (Figure III.5) des d'eaux du forage « JICA-C » (0,8) ainsi que l'indice de saturation du gypse ($\text{IS} = 0,30$) supérieur à zéro indique l'influence de l'équilibre de dissolution du gypse sur les concentrations en calcium et en sulfates. Pour les eaux du piedmont, l'origine de ces ions était expliquée par l'altération des minéraux silicatés et des roches volcaniques. L'influence du gypse dans les eaux de la plaine de la Pampa del Tamarugal - partie basse de la Dépression Centrale - peut alors être : i) l'altération de croûtes évaporitiques de surface (croûte gypseuse) présentes en sub-surface dans le piedmont (Jordan *et al.*, 2014) lors de l'infiltration des écoulements temporaires, ou/et ii) la production importante de calcium lors du processus d'échange cationique, au niveau de la rupture de pente du piedmont, qui sursature les eaux souterraines et précipite du gypse au niveau de la frange capillaire de l'aquifère.

La température de l'eau du forage ($26,2^\circ\text{C}$), plus élevée que la température moyenne annuelle de 18°C à 1120 m a.s.l (Annexe III.3), s'explique par la profondeur du forage en lui-même (≈ 210 m) et suivant un gradient géothermique de $3,9^\circ\text{C}/100$ m qui reste cohérent avec le contexte sédimentaire de la plaine de la Pampa del Tamarugal.

Les analyses géochimiques ont confirmé que les eaux souterraines, situées dans la plaine de la Pampa del Tamarugal à proximité du piedmont, circulent dans la couverture (ici Fm El Diablo) et proviennent de zones de recharge situées en amont, à l'image de celle induite par la Quebrada de Guasquina (Figure II.10). Au niveau de la rupture de pente du piedmont, aussi caractérisée par une rupture du gradient hydraulique, des processus d'échanges cationiques modifient le facies sulfaté sodique ($\text{SO}_4 - \text{Na}$) des eaux du piedmont en un facies sulfaté calcique ($\text{SO}_4 - \text{Ca}$) pour les eaux de l'aquifère.

3.2.3. Caractéristiques géochimiques et origines des eaux du forage « JICA-D »

Cet ouvrage est situé dans la plaine de la Pampa del Tamarugal, dans la partie terminale du cône alluvial de la Quebrada de Tarapaca (Figure III.1) et recoupe les formations alluviales quaternaires et miocènes (Annexe II.2). Il est directement alimenté par des circulations souterraines provenant de l'aquifère situé au niveau de la Quebrada de Tarapaca et du piedmont plus au nord (Figure II.11). Deux ouvrages, le « Pozo de la Muerte » et le « JICA-C », caractérisent respectivement les circulations souterraines au niveau de la zone de recharge de la Quebrada de Tarapaca et dans la plaine de la Pampa del Tamarugal en aval du piedmont (Figure II.11).

Les eaux souterraines du forage « JICA-D » (Figure III.2) ont un faciès géochimique chloruré sodique (Cl-Na) correspondant aux eaux souterraines (Risacher *et al.*, 1999) des salars, tels que le Salar de Pintados, qui forme plus au sud l'exutoire de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal. Les faibles vitesses d'écoulement ($i \approx 0,2 \%$) au sein de la plaine de la Pampa del Tamarugal (Figure II.11) induisent des interactions importantes avec les dépôts alluviaux de l'aquifère ce qui explique la forte minéralisation des eaux du forage « JICA-D » ($4187 \mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$). Les rapports Na/Cl (Figure III.4 ; 0,74) ; Ca/SO_4 (Figure III.5 ; 1,29) ; $(\text{Na} + \text{Ca})/\text{Cl}$ ($\approx 1,33$) et $(\text{Na} + \text{Mg})/\text{Cl}$ ($\approx 0,89$) montrent que les eaux souterraines sont relativement impactées par l'altération de la halite, du gypse et par l'interaction de saumures résiduelles. Ces teneurs, exceptées pour le gypse, sont relativement proches de celles que Risacher *et al.* (1999) ont mesurées dans les eaux souterraines du Salar de Pintados plus au sud (Tableau III.2). L'origine évaporitique d'une partie de ces ions semble indiquer que les eaux souterraines présentes au niveau du forage « JICA-D » correspondent à des eaux qui sont déconnectées des circulations souterraines provenant de la partie haute du piedmont (Figure II.11). Il apparaît que la dépression topographique, induite par le Cerro Tarapaca et le Cerro Juan Morales (chapitre I), a permis la création d'environnements de dépôts favorables à la formation de quelques couches évaporitiques au sein des dépôts alluviaux.

Le rapport Na/Cl (Figure III.4) des eaux du forage « JICA-D » affiche une teneur en chlorures supérieure à celle du sodium ($\text{Na}/\text{Cl} < 1$). Risacher *et al.* (1999) ont identifié que des eaux souterraines riches en chlorures, provenant de la partie nord de l'Aquifère de la Pampa de la Tamarugal, affectent les eaux des salars plus au sud. Il semble alors que cet enrichissement se réaliserait dans la plaine de la Pampa del Tamarugal, à l'ouest du Cerro Tarapaca et du Cerro Juan Morales. En plus d'un enrichissement en chlorures, les eaux souterraines sont marquées par un enrichissement relatif en potassium (Figure III.6), en bromure et en magnésium (corrélés au potassium Annexe III.6) et en silice (Annexe III.1) par rapport aux eaux du piedmont (« Pozo de la Muerte » et « JICA-C »). Ces teneurs indiquent que les eaux souterraines du forage « JICA-D » altèrent les sédiments miocènes provenant de l'érosion des massifs plutoniques tels que le Cerro Tarapaca et le Cerro Juan Morales. L'absence de circulations souterraines significatives, provenant du piedmont, induit un enrichissement

important des eaux au niveau du forage « JICA-D ». Cette zone de « vieillissement » des eaux souterraines semble correspondre à la distribution spatiale des isotopes de la molécule d'eau de l'aquifère que Fritz *et al.* (1981) ont identifiée. Celle-ci décrit que les eaux souterraines, localisées en aval du Cerro Tarapaca et du Cerro Juan Morales, sont principalement rechargées dans la partie nord de l'aquifère et qu'elles circulent sans de nouveaux apports latéraux vers le Sud.

La température de l'eau du forage (25,6 °C), plus élevée que la température moyenne annuelle de 18,5 °C à 1060 m a.s.l (Annexe III.3), s'explique par la profondeur du forage en lui-même (≈ 250 m) et un gradient géothermique de 2,8 °C/100 m qui reste cohérent avec le contexte sédimentaire de la plaine de la Pampa del Tamarugal.

Les analyses géochimiques ont montré que les eaux souterraines du forage « JICA-D », situées dans la plaine de la Pampa del Tamarugal en aval du Cerro Juan Morales et du Cerro Mina San Juan, sont caractérisées par des interactions importantes avec les sédiments (alluviaux et évaporitiques) de la dépression topographique située en aval de ces reliefs plutoniques (Chapitre I). L'impact de ces reliefs (substratum) ayant joué le rôle de barrière sédimentaire durant la fin-cénozoïque (Chapitre I), se traduit sur les eaux souterraines par un blocage des apports latéraux (processus de recharge) provenant du piedmont. Ce contexte induit un vieillissement des eaux de l'aquifère, en accord avec la carte piézométrique (Figure II.11), qui est accompagné d'une minéralisation des eaux souterraines impactant la géochimie des salars plus au sud, tel que le Salar de Pintados (Risacher *et al.*, 1999). Les analyses isotopiques, réalisées sur les eaux souterraines permettront alors d'estimer un temps de résidence moyen des eaux de l'aquifère.

ID	CE ($\mu\text{S.cm}^{-1}$)	SO_4^{2-} (meq.l ⁻¹)	Ca^{2+} (meq.l ⁻¹)	Cl^- (meq.l ⁻¹)	Na^+ (meq.l ⁻¹)	K^+ (meq.l ⁻¹)	Mg^{2+} (meq.l ⁻¹)	Na/Cl	Na/K	(Na+Ca)/Cl	(Na+Mg)/Cl	Ca/SO ₄
PIN-16	2540	2,51	2,11	19,4	18,9	1,25	0,72	0,97	15,12	1,08	1,01	0,84
PIN-41	31300	122,58	26,38	236	307,8	17,8	14,7	1,30	17,29	1,42	1,37	0,22
PIN-7	94400	39,54	225,94	1121,13	839,13	59,08	0,011	0,75	14,20	0,95	0,75	5,71
Mean								1,01	15,54	1,15	1,04	2,26
standard deviation								0,28	1,59	0,24	0,31	3,01

Tableau III. 2 : Données géochimiques des eaux souterraines du Salar de Pintados. D'après Risacher *et al.*, 1999.

3.2.4. Caractéristiques géochimiques et origines des eaux du forage « Carmelo »

Le forage « Carmelo » est situé dans la plaine de la Pampa del Tamarugal, au niveau du cône alluvial de la Quebrada de Juan Morales (Figure III.1). Ce forage est utilisé par la société « Aguas del Altiplano » pour l'alimentation en eau potable des communes avoisinantes ainsi que de la ville d'Iquique notamment. Tel que décrit dans le point méthodologique de ce chapitre, nous n'avons pas connaissance des éléments techniques du forage. De plus, ce forage étant situé en dehors de la zone investiguée dans le cadre du Chapitre I et II, nous avons peu de connaissances sur les propriétés hydrogéologiques de l'aquifère dans cette zone. Toutefois, sur la base du modèle conceptuel de fonctionnement développé précédemment (Figure II.13), il semble que le forage soit principalement alimenté par le piedmont situé à l'Est. La carte piézométrique (Figure II.11) indique aussi qu'une partie de sa recharge provient des eaux souterraines situées plus au Nord, telles que celles du forage « JICA-D ».

Les analyses géochimiques ont montré que le facies des eaux du forage « Carmelo » est sulfaté calcique ($\text{SO}_4 - \text{Ca}$) (Figure III.2). Le facies géochimique ainsi que sa plus « faible » minéralisation ($1904 \mu\text{S.cm}^{-1}$) vont dans le sens d'une alimentation provenant principalement du piedmont, comme pour le forage « JICA-C ». Cependant, les rapports Na/Cl (Figure III.4), Ca/SO_4 (Figure III.5), et $(\text{Na} + \text{Mg})/\text{Cl}$ ($\approx 1,23$) montrent que les eaux souterraines sont principalement impactées par l'altération d'évaporites telles que la halite, le gypse et par l'interaction des eaux avec des saumures résiduelles. Ces résultats vont quant à eux dans le sens d'une circulation de l'aquifère du Nord vers le Sud, où les eaux souterraines déjà fortement minéralisées (proxy : du forage « JICA-D ») tendent de plus en plus vers le pôle géochimique des salars.

Ces résultats suggèrent que les eaux souterraines du forage « Carmelo » résultent du mélange d'eaux provenant du piedmont et d'eau provenant de la partie nord de l'aquifère.

La température de l'eau du forage ($27,4^\circ\text{C}$), plus élevée que la température moyenne annuelle de $18,5^\circ\text{C}$ à 1050 m a.s.l (Annexe III.3) pourrait s'expliquer par un gradient géothermique de $3^\circ\text{C}/100\text{ m}$ et une profondeur de forage proche de $\approx 295\text{ m}$; ce qui est tout à fait plausible au regard des forages voisins.

Les analyses géochimiques ont montré que les eaux du forage « Carmelo » semble être le résultat d'un mélange entre i) des eaux « récentes » moins minéralisées provenant du piedmont et ii) des eaux « anciennes » très minéralisées de type chloruré sodique ($\text{Cl} - \text{Na}$) et provenant de l'aquifère plus au nord. La part de mélange entre ces deux pôles est difficilement quantifiable en raison des circulations souterraines complexes au niveau du piedmont, à l'image des sources thermales de Mamiña situées dans la Quebrada de Juan Morales au niveau de la partie haute du piedmont. L'utilisation des isotopes permettra d'estimer un temps moyen de résidence de ces eaux. L'analyse des éléments en trace

(Tableau III.1) a montré que les eaux souterraines extraites du forage « Carmelo » contiennent des teneurs en Bore bien supérieures (13,8 fois) aux recommandations de l'OMS (WHO, 2011). L'arsenic (9,34 ppb) est proche de la valeur guide (10 ppb) recommandée par l'OMS (WHO, 2011) et l'Etat Chilien (INN, 2006).

Partie B : Caractérisation des circulations souterraines et de la distribution des âges de l'eau à travers l'analyse des isotopes et des gaz dissous

Les analyses géochimiques ont permis précédemment (Partie A) d'identifier et de caractériser les circulations souterraines au niveau du piedmont et dans la plaine de la Pampa del Tamarugal. A partir de l'analyse isotopique et des gaz dissous, l'objectif de cette partie est de : i) préciser les circulations souterraines de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal et ii) de déterminer les origines et la distribution des âges de l'eau de l'aquifère. Dans un premier temps, les isotopes stables de la molécule d'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) seront analysés, puis les isotopes du carbone ($\delta^{13}\text{C}$ et ^{14}C), et enfin ceux de l'hydrogène et de l'hélium (^3H et ^3He). Malgré le fait qu'il ne s'agisse pas d'analyse isotopique, les gaz anthropiques (CFCs et SF6) seront étudiés dans un quatrième temps, au sein de cette partie, comme un outil complémentaire de la datation afin d'identifier certains événements de recharge récente.

1. Utilisation des isotopes de la molécule d'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) pour la caractérisation des processus de recharge de l'aquifère

1.1. Méthode et échantillonnage des eaux pour l'analyse $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$

Les rapports (R) des isotopes stables de la molécule d'eau ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^2\text{H}/^1\text{H}$), rapportés au standard international VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water ; $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ et $\delta^2\text{H}\text{‰}$), sont utilisés dans de nombreuses études hydro(géo)logiques pour identifier et caractériser les processus du cycle hydrologique tels que les précipitations, l'évaporation, la recharge ou encore les circulations souterraines (Clark et Fritz, 1997 ; Kendall et McDonnell, 1998 ; Appelo et Postma, 2005 ; IAEA, 2008 ; Healy et Scanlon, 2010). Les processus de fractionnement thermodépendants induits par divers facteurs - latitudinal, continental, altitudinal et saisonnier - vont enrichir ou appauvrir les ratios isotopiques lors de changements d'état (ex : liquide $\leftrightarrow$ vapeur) de la molécule d'eau. A l'échelle mondiale, les teneurs en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ sont caractérisées dans les précipitations par la « Global Meteoritic Water Line » (GMWL) définie selon l'équation suivante $\delta^2\text{H} = 8.\delta^{18}\text{O} + 10$ (Craig, 1961). Au niveau du cycle hydrologique régional, les processus de fractionnement induits par des caractéristiques environnementales régionales vont impacter la distribution des teneurs en $\delta^2\text{H}$ et en $\delta^{18}\text{O}$, permettant alors de caractériser les processus hydro(geo)logiques (actuels ou passés) de la zone étudiée. Au niveau régional ou local, les précipitations peuvent être

définies par une « Local Meteoritic Water Line » (LMWL). L'objectif est ici d'utiliser les données isotopiques des précipitations et des eaux souterraines de la littérature afin de les comparer aux mesures d'eaux souterraines réalisées en 2015 dans de nouveaux ouvrages.

1.2. Résultats et discussions des analyses $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux de la zone d'étude

1.2.1. Analyse $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des précipitations

Dans le bassin de la Pampa del Tamarugal, des campagnes de mesures réalisées dans les années 70 et 80 ont permis d'évaluer la signature isotopique des précipitations (Local Meteoritic Water Line) de la zone d'étude (Tableau III.3). La compilation de ces mesures (Fritz *et al.*, 1981 ; Aravena *et al.*, 1999) permet ici de déterminer la « Local Meteoric Water Line » (LMWL ; Figure III.15.a) où $\delta^2\text{H} = 7,8 \delta^{18}\text{O} + 10,3$. Ce résultat coïncide avec l'équation proposée par Fritz *et al.*, 1981. D'après Aravena *et al.* (1999), les valeurs appauvries de hautes altitudes (Figure III.15.a) résultent « des processus affectant les masses d'air qui proviennent de l'Océan Atlantique et recoupent le Bassin Amazonien (effet continental), s'élèvent au niveau des Andes (effet altitudinal) et précipitent au niveau de l'Altiplano (effet convectif) » et de la Précordillère.

Ref	LMWL	sampling	Err $\delta^2\text{H}$ ‰	Err $\delta^{18}\text{O}$ ‰
Aravena <i>et al.</i> , 1999	$\delta^2\text{H} = 7,8 \delta^{18}\text{O} + 9,7$	1984, 1985, 1986	2	0,2
Fritz <i>et al.</i> , 1981	$\delta^2\text{H} = 7,8 \delta^{18}\text{O} + 10,3$	1972, 1973, 1974	1	0,15

Tableau III. 3 : Signature isotopique et période d'échantillonnage des précipitations dans le bassin de la Pampa del Tamarugal. Pour information GMWL : $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$ (Craig, 1961)

1.2.2. Analyse $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux de surface et des sources de la Précordillère

Au sein des quebradas, les rapports isotopiques des eaux de surface (Annexe III.7) s'écartent des valeurs de la LMWL indiquant que les cours d'eau sont principalement alimentés par des eaux ne correspondant pas aux précipitations actuelles (Aravena et Suzuki, 1990 ; Fritz *et al.*, 1981). En dehors des épisodes de crues provoqués par des précipitations d'altitude, les cours d'eau sont alimentés par diverses sources principalement localisées dans la Précordillère. L'analyse de l'eau des sources montre que les eaux souterraines, alimentant ces sources ne s'alignent pas sur la LMWL ce qui suggère que ces eaux ne sont donc pas en relation avec les précipitations actuelles (Figure III.15.b ; Fritz *et al.*, 1981 ; Magaritz *et al.*, 1989). Le léger enrichissement observé le long des cours d'eau montre que les eaux circulant à travers les terrasses agricoles subissent des processus d'évaporation et

de mélange qui modifient légèrement les rapports isotopiques des eaux de surface vers l'aval (Fritz *et al.*, 1981 ; Aravena et Suzuki, 1990).

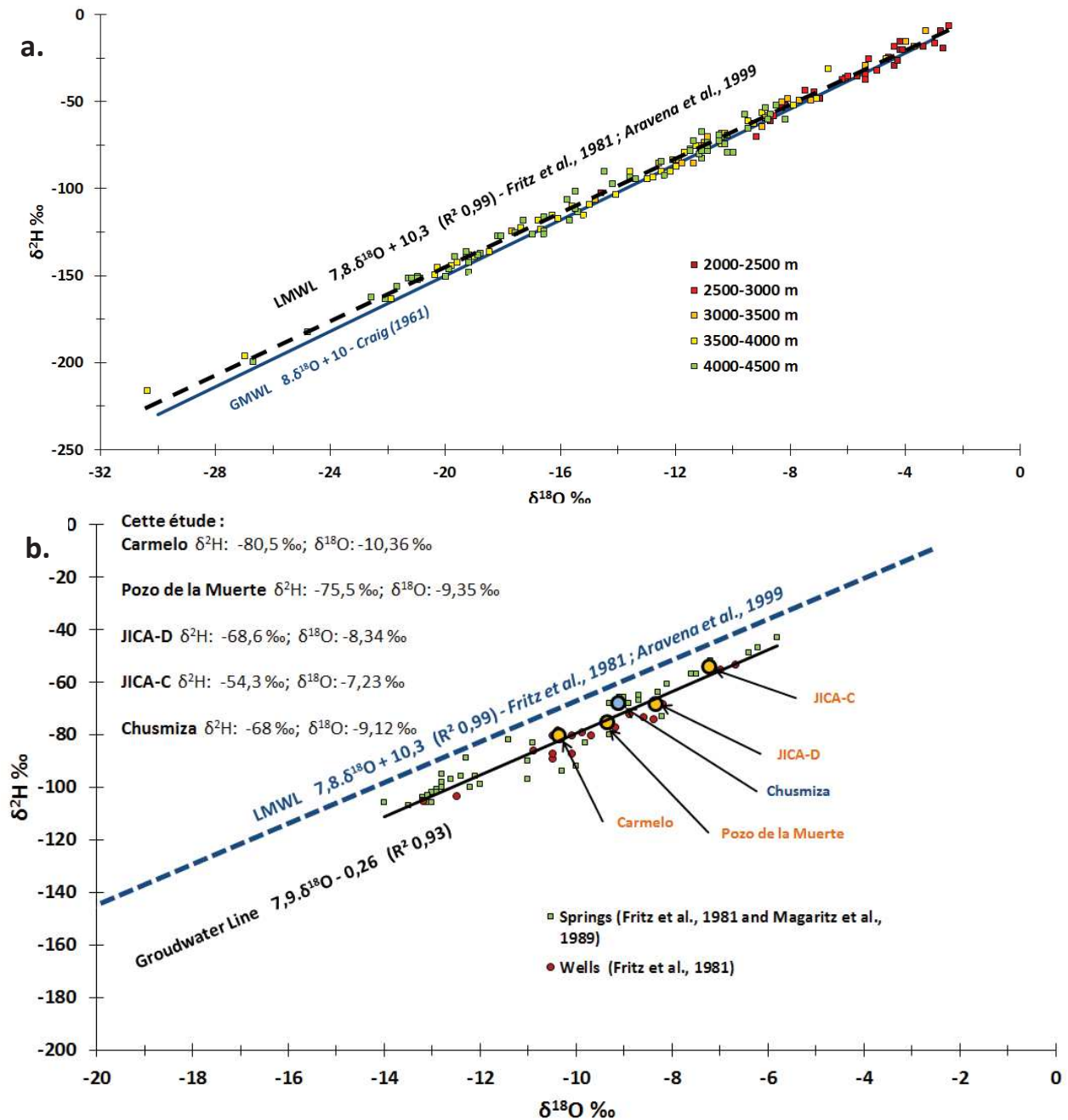


Figure III. 15 : Analyses isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) des eaux de la zone d'étude. **a.** Local Meteoritic Water Line construite à partir des données compilées de la littérature. Les altitudes sont exprimées en mètres a.s.l. **b.** Analyses isotopiques des eaux souterraines et droite des eaux souterraines (sources et forages) construite à partir des données compilées de la littérature. Le détail des mesures réalisées dans ce travail de doctorat est affiché dans la figure b.

1.2.3. Analyse $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux souterraines

Dans la plaine de la Pampa del Tamarugal, les rapports isotopiques des eaux de l'aquifère s'écartent eux-aussi de la LMWL et semblent coïncider avec les eaux des sources précédemment citées. L'ensemble des eaux souterraines de la zone d'étude (sources et forages) est caractérisé par une droite, $\delta^2\text{H} = 7,9$. $\delta^{18}\text{O} - 0,26$, parallèle à la LMWL mais appauvri en $\delta^2\text{H}$ (Figure III.15.b). La recharge de ces hydrosystèmes a donc eu lieu sous des conditions hydroclimatiques différentes de celles actuellement présentes dans la zone d'étude (i.e. phases paléoclimatiques humides ; Fritz *et al.*, 1981 ; Aravena, 1995). A partir des teneurs en tritium présentes dans l'eau des sources de la Précordillère, Fritz *et al.* (1981) et Magaritz *et al.* (1989) ont montré que certaines de ces sources sont partiellement rechargées par les précipitations actuelles.

Les eaux souterraines échantillonnées en 2015 montrent que les forages « Carmelo », « Pozo de la Muerte », « JICA-D » et « JICA-C » sont alignés sur la droite des eaux souterraines (Figures III.15.b et Figure III.1.a). Cette correspondance indique que l'origine de ces eaux souterraines est aussi apparentée à des conditions paléoclimatiques. L'ajout de ces quatre mesures ne modifie guère la droite des eaux souterraines : $\delta^2\text{H} = 7,9$. $\delta^{18}\text{O} - 0,11\text{‰}$ ($R^2=0,94$). Si l'origine paléoclimatique des eaux des forages « Carmelo », « JICA-D » et « JICA-C » est conforme à de longues circulations au sein du piedmont et de la plaine de la Pampa del Tamarugal (Figure II.11), l'origine paléoclimatique des eaux du « Pozo de la Muerte » n'est pas conforme avec l'ensemble des résultats recueillis jusqu'à présent. Il a été démontré précédemment que la recharge de l'aquifère au niveau de l'apex du cône alluvial de la Quebrada de Tarapaca provient majoritairement d'infiltrations depuis la rivière (Chapitre II et Chapitre III. Partie A). Or l'eau du cours d'eau, entre le village de Tarapaca et de Huarasiña, en amont du « Pozo de la Muerte » (Figure III.13) affiche un rapport $\delta^{18}\text{O}$ ($\approx -9,5\text{‰}$; Fritz *et al.*, 1981) similaire à celui du « Pozo de la Muerte » ($-9,35\text{‰}$; Figure III.15.b). Cela confirme donc la recharge de l'aquifère par des circulations provenant majoritairement de la rivière. Nous verrons par la suite que les données de $\delta^{13}\text{C}$ sont-elles aussi concordantes avec cette analyse et confirment bien cette recharge (Partie B Section 2.).

A partir de l'analyse présentée ici, nous avons pu mettre en évidence au niveau du « Pozo de la Muerte » (apex du cône alluvial de la Quebrada de Tarapaca) des processus de recyclage d'eaux souterraines : en dehors des épisodes de crues, des eaux anciennes provenant d'une paléorecharge (paléoclimat) au niveau de la Précordillère alimentent, via des sources, les cours d'eau des vallées qui rechargent à l'actuel l'aquifère en aval. L'utilisation des rapports isotopiques de la molécule d'eau comme traceur d'une recharge actuelle n'est alors pas adéquate puisque l'eau rechargée actuellement apparaît comme une eau ancienne.

L'étalement des rapports isotopiques des eaux de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal, le long de la droite des eaux souterraines (Figure III.15.b), caractérise un hydrosystème étagé où les zones de recharges sont localisées à différentes altitudes (Fritz *et*

al., 1981 ; Aravena, 1995). Dans le cadre de cette étude, les eaux souterraines mesurées montrent elles aussi un étalement des rapports isotopiques (Figure III.15.b).

Il est possible de considérer (avec une certaine précaution) que :

i) L'altitude des précipitations actuelles peut être représentative de l'altitude des précipitations passées, sachant que les mouvements tectoniques du Pléistocène supérieur et de l'Holocène sont négligeables à l'échelle du relief andin (Farias *et al.*, 2005). Dans ce cas, en tenant compte de l'évolution altitudinale des isotopes de la molécule d'eau dans les précipitations (Figure III.15.a) ; les eaux du forage « JICA-C » proviennent d'altitudes supérieures à 2500 m a.s.l (partie haute du piedmont) tandis que les autres eaux investiguées proviennent d'altitudes supérieures à 3000 m a.s.l (partie haute du piedmont et Précordillère).

ii) A partir de l'altitude des sources alimentées par des eaux représentatives de conditions hydroclimatiques passées, Fritz *et al.* (1981) déterminent une altitude maximum de recharge. Sur la base de son travail : les eaux du forage « JICA-C » proviennent au maximum de 3600 m a.s.l, les eaux du forage « Carmelo » de 4100 m a.s.l et les eaux du forage « JICA-D » et « Pozo de la Muerte » proviennent au maximum de 3900 m a.s.l.

Pour ces deux points (i & ii) l'hypothèse de base est que les eaux souterraines analysées représentent la composition isotopique moyenne des précipitations sans influence de variations saisonnières.

Malgré les incertitudes de ces deux méthodes, l'estimation de l'altitude moyenne des précipitations ayant contribuées à recharger l'aquifère (directement par infiltration des précipitations ou indirectement via ruissellement et infiltration en aval) est cohérente avec le modèle de fonctionnement détaillé dans le Chapitre II.

L'analyse des eaux de la source des thermes de « Chusmiza », réalisée à la fois en 1973 (Fritz *et al.*, 1981), 1984 (Magaritz *et al.*, 1989) et 2015 ne montre pas d'évolution significative depuis 43 ans (Figure III.16). L'absence d'évolution dévoile l'importance quantitative de la ressource en eaux souterraines qui alimente les thermes de Chusmiza et cela malgré la signature paléoclimatique de la ressource.

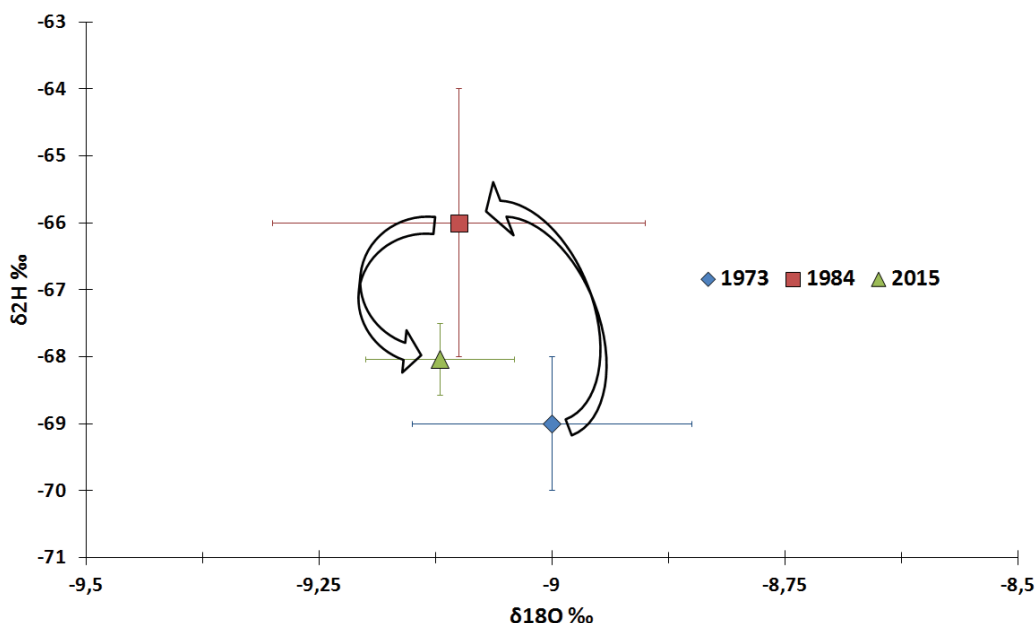


Figure III. 16 : Analyses isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) des thermes de Chusmiza. 1973 : Fritz *et al.* (1981). 1984 : Magaritz *et al.* (1989). 2015 : ce travail de doctorat.

Points de synthèse sur l'analyse $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$:

L'analyse des isotopes de la molécule d'eau - $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ - a permis de mettre en évidence (en accord avec la littérature régionale) que les eaux souterraines de l'aquifère et des sources d'altitudes (Précordillère) ne correspondent pas aux précipitations actuelles mais à des phases paléoclimatiques plus humides. L'estimation des altitudes de précipitations ayant directement ou indirectement contribuées à recharger l'aquifère va dans le sens du modèle conceptuel de fonctionnement développé dans le Chapitre II. Ces traceurs ont permis de mettre en évidence un processus de recyclage des eaux anciennes de la Précordillère qui alimentent, via des sources, les cours d'eau des vallées qui contribuent à recharger l'aquifère en aval. L'utilisation des rapports isotopiques de la molécule d'eau, pour identifier une recharge récente au niveau de la plaine de la Pampa del Tamarugal, n'est pas appropriée puisque ce traceur garde principalement sa signature paléoclimatique et apparaît donc comme une eau ancienne, même après la recharge.

2. Utilisation des isotopes du carbone (^{13}C et ^{14}C) pour l'estimation des temps moyens de résidence des eaux souterraines

2.1. Introduction et méthodologie du ^{14}C et du ^{13}C pour la datation des eaux souterraines

La mesure de l'activité ^{14}C du Carbone Inorganique Dissous (DIC) permet de dater les eaux souterraines sur de larges périodes de temps due à sa période de demi-vie de 5730 ans (ex : Clark et Fritz, 1997 ; IAEA, 2008 ; Healy et Scanlon, 2010). Sur la base de la décroissance radioactive du ^{14}C inséré dans le système lors de la recharge et évoluant en système fermé, il est possible de déterminer l'âge des eaux souterraines :

$$a_t^{14}\text{C} = a_o^{14}\text{C} \cdot e^{-\lambda t} \quad \text{donc} \quad t = -\frac{1}{\lambda} \cdot \ln\left(\frac{a_t^{14}\text{C}}{a_o^{14}\text{C}}\right)$$

$a_t^{14}\text{C}$: activité ^{14}C mesurée ; Percent Modern Carbon (pmc) ;

$a_o^{14}\text{C}$: activité ^{14}C initiale (= 100) ;

t : temps (année) ;

λ : constante de décroissance radioactive (an^{-1}) égale à $\ln(2)/t_{1/2}$; avec $t_{1/2} = 5730$ ans.

Nb : $1/\lambda = 8267$

L'activité ^{14}C est exprimée en pourcentage de carbone moderne (pmc) ce qui correspond à la teneur de ^{14}C dans l'atmosphère en 1950, soit 100 pmc. Les essais nucléaires des années 1950 et 1960 ayant introduit dans l'atmosphère d'importantes quantités de ^{14}C (jusqu'à 200 pmc) permettent de déterminer que les eaux ayant une activité ^{14}C supérieure à 100 pmc sont des eaux qui se sont rechargées entre 1950 et aujourd'hui. Les âges calculés sont donc exprimés en âge BP (before present) où le référentiel d'âge est l'année 1950.

Lors de l'infiltration, l'eau se charge en carbone ^{14}C contenu dans le sol (CO_2 du sol et végétaux). Cette proportion de ^{14}C , déconnecté des échanges avec l'atmosphère dans la zone saturée (système fermé), sera soumise à sa propre décroissance radioactive permettant alors d'estimer « l'âge » de l'eau souterraine dans laquelle est contenue cette proportion de carbone. Cependant, la proportion ou l'abondance de ^{14}C contenue dans les eaux souterraines peut être modifiée suivant les sources de carbone en interaction avec la phase liquide, telles que les roches carbonatées ou encore le CO_2 volcanique provenant de l'activité géothermale (Clark et Fritz, 1997). Afin d'identifier une autre source de carbone que celle ayant fourni le ^{14}C (CO_2 du sol) et d'évaluer son impact sur l'abondance de ^{14}C dans les eaux souterraines (mélanges), les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, basées sur les rapports des isotopes stables du carbone ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) et rapportées au référentiel international VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite), sont communément utilisées. La composition isotopique en abondance de $\delta^{13}\text{C}$

est représentative des sources de carbone qui sont en interaction avec les eaux souterraines. Le $\delta^{13}\text{C}$ est donc un bon indicateur pour identifier et quantifier ces interactions.

Dans la sous-partie suivante (2.2) et à partir des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$, les différentes sources de carbone de la zone d'étude et leurs impacts sur la datation des eaux souterraines seront identifiées et discutées. Les âges (bruts et corrigés) provenant de la datation ^{14}C ainsi que leurs implications sur la compréhension des événements paléoclimatiques de la recharge seront analysés et discutés ci-après.

2.2. Correction des âges ^{14}C des eaux souterraines de la zone d'étude à partir des données de $\delta^{13}\text{C}$

La datation ^{14}C nécessite une bonne compréhension de la géochimie des eaux et des processus de précipitation et de dissolution du carbone minéral. L'enrichissement en carbone provenant d'une source de carbone autre que celle présente lors de la recharge (ex : carbone du CO_2 du sol) peut conduire à abaisser la proportion de ^{14}C des eaux souterraines et vieillir artificiellement l'âge de l'eau. Ce processus est moins important dans des contextes volcaniques et siliciclastiques, tels que celui de la Pampa del Tamarugal (Magaritz *et al.*, 1990) que dans des contextes lithologiques carbonatés (i.e. activités ^{14}C nulles et vieillissement artificiel des eaux). Les activités ^{14}C - mesurées dans les eaux souterraines - peuvent être analysées dans un premier temps sans corrections, négligeant l'impact d'autres sources de carbone dans les eaux souterraines. L'âge des eaux souterraines est alors considéré comme un âge maximal (Tableau III.4.a).

L'identification de dépôts de carbonates dans les sols et sédiments de la Pampa del Tamarugal suggère que les eaux souterraines pourraient être relativement impactées par ces processus et être artificiellement vieilles (Fritz *et al.*, 1981 ; Magaritz *et al.*, 1990 ; Aravena, 1995). Au niveau de la zone d'étude, le CO_2 des sols végétalisés par l'activité agricole indique un $\delta^{13}\text{C}$ de $-18 \pm 2 \text{ ‰}$ (Fritz *et al.*, 1981) sûrement appauvri par des cultures locales de luzernes (alfalfa) dont le $\delta^{13}\text{C}$ est de -25 ‰ (Aravena et Suzuki, 1990). Cependant, dans la plaine de la Dépression Centrale, où la végétation est rare voire inexistante, le $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 du sol a été mesuré à -12 ‰ (Fritz *et al.*, 1981). Cette dernière valeur est considérée comme représentative des sols de la zone d'étude où les processus de recharge peuvent avoir lieu. Le $\delta^{13}\text{C}$ des sédiments de la Pampa del Tamarugal est considéré comme nul ($\delta^{13}\text{C} \approx 0 \text{ ‰}$) (Fritz *et al.*, 1981). Ces valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ seront notamment utilisées pour évaluer l'impact du carbone minéral de la roche encaissante sur un possible vieillissement artificiel des eaux souterraines situées dans la plaine de la Pampa del Tamarugal et dans la Précordillère (source de « Chusmiza »).

En dehors d'un enrichissement en carbone lors de circulations dans l'aquifère, le CO_2 volcanique provenant de l'activité géothermale profonde peut également modifier l'abondance en ^{14}C et vieillir artificiellement les eaux souterraines. Dans le Nord du Chili,

Tassi *et al.* (2010) ont identifié que le $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 volcanique oscille entre 8,95 et -3,64 ‰. Cependant, au niveau de la tête de bassin de la Quebrada de Coscaya - Pampa Lirima - le CO_2 volcanique affiche une valeur appauvrie de $\delta^{13}\text{C}$ de -14,98 ‰ pouvant s'expliquer par la présence en profondeur de carbone organique sédimentaire (Tassi *et al.*, 2010). Ces valeurs de $\delta^{13}\text{C}$, provenant de l'activité volcanique, seront notamment utilisées pour évaluer l'impact de cette source de carbone sur un possible vieillissement artificiel des eaux souterraines de la source thermale de « Chusmiza ».

2.2.1. Modèle de mélange : $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 du sol et $\delta^{13}\text{C}$ des sédiments carbonatés de l'aquifère

Afin de tenir compte de possibles modifications de l'abondance de ^{14}C dues aux apports de carbone dans les eaux souterraines par les sédiments carbonatés composant l'aquifère, les proportions de mélanges entre le $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 du sol (-12 ‰) et celui des sédiments (0 ‰) seront définies. Dans la zone d'étude, le facteur d'ajustement « q » (Ingerson et Pearson, 1964 ; Pearson, 1965) est utilisé par Fritz *et al.* (1981) et est défini tel que :

$$q = \frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{roche}}}{\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2 \text{ sol}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{roche}}}$$

$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$: mesure du $\delta^{13}\text{C}$ du Carbone Inorganique Dissous dans l'eau

$\delta^{13}\text{C}_{\text{roche}}$: valeur de $\delta^{13}\text{C}$ de la roche

$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2 \text{ sol}}$: valeur de $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 du sol

D'après ce modèle de mélange : une eau qui n'est pas impactée par des apports de carbone provenant d'une source minérale (ex : carbone de la roche), présentera un $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ mesuré de l'eau proche ou égal de celui du sol. Ce facteur d'ajustement « q » tendra alors vers 1 et sera compris entre 0 et 1 selon les proportions de mélange avec une autre source de carbone.

Les facteurs d'ajustement, calculés pour les forages « JICA-C », « JICA-D » et « Carmelo », indiquent qu'une grande majorité du carbone inorganique dissous (93%, 84% et 98%, respectivement) provient du CO_2 du sol (Tableau III.4.a). Ces facteurs d'ajustement sont cohérents avec ceux de la littérature (Vogel, 1970), décrivant des milieux cristallins (0,90 - 1) et sédimentaires où de fines particules carbonatées telles que des loess (0,75 - 0,90) sont présentes dans les dépôts sédimentaires. Ce modèle de mélange a aussi été appliqué aux eaux de « Chusmiza » (Tableau III.4.c) permettant d'estimer une proportion de 71% de carbone provenant du CO_2 du sol. L'utilisation de ce modèle pour la source thermale de « Chusmiza » est basée sur l'hypothèse que la signature thermique des eaux est uniquement due au gradient géothermique et non pas à des interactions avec des flux d'origine profonde et chargés en CO_2 volcanique. Les basses activités de ^{14}C des eaux du

« JICA-D » et de « Chusmiza » suggèrent que l'âge et donc le temps d'interaction avec les roches encaissantes est plus long pour ces eaux que pour les autres forages prélevés (Tableau III.4.a). Cela semble expliquer pourquoi la proportion de carbone dissous provenant des dépôts carbonatés est plus importante que pour les autres forages prélevés.

Sur la base de ce facteur d'ajustement « q » (Clark et Fritz, 1997), il est alors possible d'établir l'âge corrigé des eaux (Tableau III.4.a), tel que :

$$a_t^{14C} = q \cdot a_o^{14C} \cdot e^{-\lambda t} \quad \text{donc} \quad t = -8267 \cdot \ln \left(\frac{a_t^{14C}}{q \cdot a_o^{14C}} \right)$$

Le paramètre d'ajustement joue sur l'activité initiale de ^{14}C soumis à la désintégration radioactive.

2.2.2. Modèle de mélange : $\delta^{13}C$ du CO_2 du sol et $\delta^{13}C$ du CO_2 volcanique pour la correction de l'âge de l'eau de « Chusmiza »

Dans le but de définir d'éventuels apports carbonés provenant du CO_2 volcanique dans les eaux de la source de « Chusmiza », les proportions de mélange entre le $\delta^{13}C$ du CO_2 volcanique et du $\delta^{13}C$ du CO_2 sol (-12 ‰) seront alors caractérisées, suivant le modèle de mélange ci-dessous (Clark et Fritz, 1997) :

$$q = \frac{\delta^{13}C_{DIC} - \delta^{13}C_{CO_2 \text{ volcanique}}}{\delta^{13}C_{CO_2 \text{ sol}} - \delta^{13}C_{CO_2 \text{ volcanique}}}$$

$\delta^{13}C_{DIC}$: mesure de $\delta^{13}C$ du Carbone Inorganique Dissous dans l'eau

$\delta^{13}C_{roche}$: valeur de $\delta^{13}C$ du CO_2 volcanique

$\delta^{13}C_{CO_2 \text{ sol}}$: valeur de $\delta^{13}C$ du CO_2 du sol

Dans le nord du Chili, le pôle $\delta^{13}C$ du CO_2 volcanique varie entre -3,64 ‰ et -8,95 ‰ (Tassi *et al.*, 2010). Les facteurs d'ajustement ainsi calculés montrent que la part de carbone provenant du CO_2 du sol varie entre 0 et 58 % (Tableau III.4.b). L'hypothèse que la part de carbone provenant du CO_2 du sol soit nulle n'est pas cohérente avec la présence d'activité ^{14}C supérieure à 0 dans les eaux de la source. En effet, entre la fin du Pléistocène et les temps actuels, la Précordillère n'est pas caractérisée comme une zone d'enfouissement et de stockage majeur de matières organiques sédimentaires pouvant libérer du ^{14}C dans les eaux souterraines. Le facteur d'ajustement, estimé pour le CO_2 volcanique de l'anomalie de Pampa Lirima ($\delta^{13}C$ à -14,98 ‰) est lui aussi incohérent, ce qui exclut tout échange avec ce pôle appauvri en $\delta^{13}C$ (Tableau III.4.b). Nous pouvons noter que l'hypothèse d'un mélange avec du carbone provenant du CO_2 volcanique est possible à condition que ce mélange n'induisse pas un âge récent des eaux souterraines de la source de « Chusmiza » compte tenu

du fait que cette eau présente des compositions isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ caractéristiques de conditions paléoclimatiques. En l'absence d'élément déterminant sur l'origine de la source de carbone, nous émettons l'hypothèse que l'eau peut être caractérisée par une proportion de mélange de 30 % provenant du CO_2 du sol, soit un $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 volcanique de - 7 ‰ en accord avec la moyenne des $\delta^{13}\text{C}$ mesurés par Tassi *et al.* (2010 ; Tableau III.4.b).

a.	mesures			âge sans correction		âge avec corrections		
	$\delta^{13}\text{C}$ DIC ‰ PDB à ± 0.1 ‰	^{14}C pmc	$\pm$	âge ^{14}C année BP	$\pm$	$\delta^{13}\text{C} - \text{CO}_2 - \text{sol}^* \text{‰}$	q	âge ^{14}C année BP
JICA-C	-11,18	61,261	0,246	4051	33	-12 *	0,93	3466
JICA-D	-10,10	14,72	0,14	15839	79	-12 *	0,84	14414
Pozo de la Muerte	-8,80	107,31	0,29	moderne (>1950)	—	—	—	moderne (>1950)
Carmelo	-11,8	58,717	0,2	4402	28	-12 *	0,98	4263
Chusmiza	-8,5	16,814	0,164	14740	81	q		âge ^{14}C année BP
						0,71		11908
						0,58		10236
						0,3		4786

b.		$\delta^{13}\text{C} - \text{CO}_2 - \text{sol}^* \text{‰}$	
		-12	
$\delta^{13}\text{C} - \text{CO}_2$ volcanique** ‰	-14,98	2,17	Calcul du facteur d'ajustement q pour Chusmiza
	-8,95	-0,15	
	-3,64	0,58	
	-7	0,30	
c.			
$\delta^{13}\text{C} - \text{roche} \text{‰}$	0	0,71	

Tableau III. 4 : Mesure du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, de l'activité ^{14}C pmc (Percent Modern Carbon) et calculs des âges des eaux souterraines. **a.** Calculs des âges BP des eaux souterraines. Les âges sans corrections correspondent à des âges maximaux. Les âges corrigés sont basés sur un facteur d'ajustement q du modèle de mélange de Pearson (1965). Le calcul de ce facteur d'ajustement est basé sur les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 du sol (* : Fritz *et al.*, 1981) et de la roche (0 ‰). **b.** Calcul (pour la source de Chusmiza) du facteur d'ajustement pour un modèle de mélange entre les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 du sol (* : Fritz *et al.*, 1981) et du $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 volcanique de la zone d'étude (** : Tassi *et al.*, 2010). **c.** Calcul (pour la source de Chusmiza) du facteur d'ajustement pour un modèle de mélange entre les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 du sol (* : Fritz *et al.*, 1981) et de la roche. Le code couleur (bleu, vert, rose) des facteurs d'ajustement retenus pour le calcul de l'âge de l'eau (voir détails dans le texte) est utilisé dans le tableau **a**.

2.3. Discussion des âges ^{14}C pour les eaux de la zone d'étude

2.3.1. Ages ^{14}C et teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ dans les eaux de surface

En dehors des épisodes de crues, les eaux de surface circulant dans le fond des vallées sont alimentées par les sources de la Précordillère qui ont été principalement rechargées sous un paléoclimat (Partie B.1.). D'après les mesures de Aravena et Suzuki (1990) réalisées le long de la rivière Tarapaca (Figure III.17.b), l'activité ^{14}C des eaux de surface est de 69 pmc à la limite de la Précordillère et devient supérieure à 100 pmc en aval, ce qui est dû à un enrichissement des eaux de surface à travers la végétation (cultivée et naturelle) le long du canyon. Dans la partie amont, les faibles activités en ^{14}C des eaux de la rivière semblent résulter des eaux anciennes de la Précordillère (i.e. provenant des sources) correspondant à des eaux rechargées sous un paléoclimat (voir section B.1.). Les eaux thermales de la source de « Chusmiza » (Tableau III.4), localisée dans la Précordillère (Figure III.17.c), indiquent une activité en ^{14}C de 16,8 pmc - soit un âge de 14 740 ans BP (sans correction) et entre 11 908 et 4786 ans BP (corrigé). Ces âges vont dans le sens d'une alimentation de la rivière par des eaux fossiles à travers les sources de la Précordillère.

L'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ le long de la Quebrada de Tarapaca (Figure III.17.a) est impactée au départ par des eaux profondes provenant du substratum ce qui explique la variabilité importante du $\delta^{13}\text{C}$ dans les eaux de surface au niveau de la Précordillère : $\delta^{13}\text{C} +0,8 \text{ ‰}$ à Sibaya (Figure III.17.a) et $-8,5 \text{ ‰}$ à Chusmiza (Tableau III.4.a). Cette variabilité peut s'expliquer par : i) l'interaction profonde des carbonates marins ($\delta^{13}\text{C} \approx 0 \text{ ‰}$) enfouis lors de la subduction (Clark et Fritz, 1997 ; Aravena et Suzuki, 1990), ii) le dégazage de CO_2 (perte en ^{12}C) à la sortie des sources ce qui induit un enrichissement relatif en ^{13}C (Aravena et Suzuki, 1990) et iii) l'influence du CO_2 volcanique à travers l'activité géothermale de la zone d'étude (Tassi *et al.*, 2010). Vers l'aval de la Quebrada de Tarapaca, l'appauvrissement du $\delta^{13}\text{C}$ (Figure III.17.a) résulte de l'irrigation des terrasses agricoles. La culture d'alfalfa (luzerne ; $\delta^{13}\text{C} -25 \text{ ‰}$; Aravena et Suzuki, 1990) utilisée pour l'élevage (Figure III.18), appauvrit l'eau des terrasses agricoles qui retourne en subsurface à la rivière.

2.3.2. Les eaux souterraines de la Pampa del Tamarugal

Au niveau de la plaine de la Pampa del Tamarugal, les données d'activités ^{14}C provenant de l'étude JICA (1995) ont été compilées avec les mesures réalisées en 2015 dans le cadre de cette thèse (Figure III.17.c). Cependant, l'absence des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ dans l'étude de 1995 ne nous permet pas ici d'établir les corrections d'âges telles que cela a été réalisé pour les eaux souterraines échantillonnées en 2015. L'étude JICA (1995) fournit des âges corrigés qui présentent des incohérences avec le modèle hydrodynamique proposé ici. Du fait de l'absence des détails (valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, sources de carbone, etc.) du modèle

utilisé pour établir ces corrections, nous préférons ici présenter les valeurs d'activités ^{14}C ainsi que l'âge maximum associé afin de pouvoir incorporer ces mesures dans notre étude.

Dans la zone d'étude, au niveau de la plaine de la Pampa del Tamarugal, les eaux souterraines échantillonnées affichent des valeurs ^{14}C allant de 107 à 7,8 pmc (Figure III.17.c). Les eaux présentant des activités ^{14}C les plus fortes sont situées à proximité du piedmont (bordure orientale de la plaine de la Pampa del Tamarugal) tandis que les eaux montrant des activités ^{14}C les plus faibles sont situées à la fois dans la plaine de la Pampa del Tamarugal et à proximité de sa bordure occidentale avec la Cordillère de la Côte (Figure III.17.c).

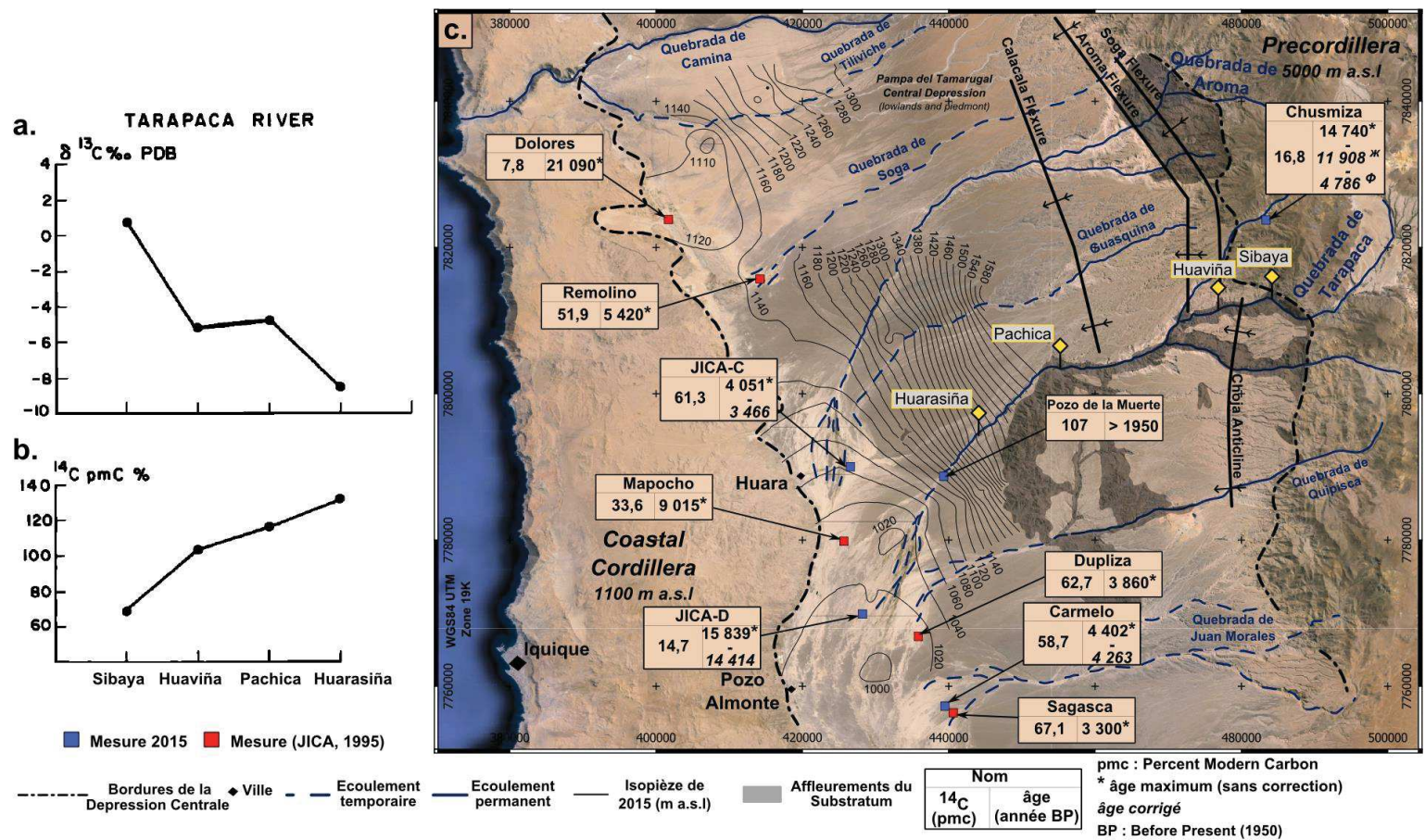


Figure III. 17 : Activité ^{14}C des eaux de surface et souterraines de la zone d'étude. **a.** Evolution du $\delta^{13}\text{C}$ le long de la rivière de la Quebrada de Tarapaca (Aravena et Suzuki, 1990). **b.** Evolution de l'activité ^{14}C le long de la rivière de la Quebrada de Tarapaca (Aravena et Suzuki, 1990). **c.** Compilation des mesures d'activités ^{14}C des eaux souterraines de la partie nord de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal. Les mesures d'activités présentées en rouge sont extraites de JICA (1995). Le détail des corrections est décrit dans le manuscrit. Remarque : Source de « Chusmiza » : * correction selon un modèle de mélange avec le carbone minéral de la roche et Φ correction élevée (âge bas) selon un modèle de mélange avec le CO_2 volcanique. Vue Google Earth.

Au niveau de l'apex de la Quebrada de Tarapaca : Dans la zone active de la recharge de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal par les eaux de la rivière, les eaux du « Pozo de la Muerte » affiche une activité en ^{14}C de 107 pmc (Figure III.17.c et Tableau III.4) indiquant une recharge actuelle (entre 1950 et aujourd'hui) des eaux souterraines. De plus, la valeur du $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ (-8,8 ‰) des eaux souterraines coïncide avec celle des eaux de surface échantillonnées à Huarasiña (-8,5 ‰). Cette correspondance va dans le sens d'une alimentation de l'aquifère par les eaux de la rivière au niveau de l'apex de la Quebrada de Tarapaca.

Au niveau de la bordure aval du piedmont : les forages « JICA-C », « Dupliza », « Remolino », « Carmelo » et « Sagasca » affichent des valeurs d'activités ^{14}C comprises entre 51,9 et 67,1 pmc (Figure III.17.c). Ces valeurs semblent correspondre à des eaux souterraines qui se sont rechargées durant l'Holocène entre 3000 et 5400 ans, ce qui est cohérent avec les âges de la littérature (Fritz *et al.*, 1981 ; Magaritz *et al.*, 1990) identifiés dans la partie sud de la plaine de la Pampa del Tamarugal. D'après le schéma de fonctionnement décrit dans le Chapitre II, les eaux échantillonnées au niveau de la bordure aval du piedmont résultent de circulations souterraines provenant de la couverture du piedmont en amont. Ces âges de 3000 à 5400 ans BP décrivent alors les temps de circulation au niveau du piedmont entre les zones de recharge et les forages.

Au niveau de la plaine de la Pampa del Tamarugal et à proximité de la Cordillère de la Côte : les forages « Dolores », « Mapocho » et « JICA-D » affichent des valeurs d'activités ^{14}C comprises entre 7,8 et 33,6 pmc. Ces eaux souterraines semblent alors résulter de processus de recharge datés de la fin du Pléistocène et du début de l'Holocène, soit entre 9000 et 21 000 ans BP. Sur la base du schéma de fonctionnement de l'aquifère, ces âges semblent résulter des écoulements dans l'aquifère au niveau de la plaine de la Pampa del Tamarugal (voir Figure II.11).



Figure III. 18 : Culture d'alfalfa (luzerne) à proximité de Huarasiña dans la Quebrada de Tarapaca.

2.3.3. Conséquences de la distribution des âges moyen sur les processus de recharge et les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère

D'après la carte piézométrique (Figure II.11) et la distribution spatiale des âges ^{14}C (Figure III.17.c), les eaux de l'aquifère localisées au niveau des forages résultent de circulations souterraines entre les zones de recharge situées dans le piedmont et la plaine de la Pampa del Tamarugal. La distribution de ces âges indiquent que le volume principal constituant la zone saturée de l'aquifère provient bien de processus de recharge localisés au niveau du piedmont et ce malgré une recharge ponctuelle située au droit des cônes alluviaux lors d'épisodes de crues.

Sur la base des ouvrages étudiés (Figure III.17.c), ces résultats permettent de rejeter l'hypothèse - développée par Magaritz *et al.* (1990) dans la partie sud de la Pampa del Tamarugal - que les eaux anciennes ($\approx 20\,000$ ans) résultent de remontées profondes d'eaux souterraines qui circuleraient à travers le substratum depuis la Cordillère des Andes. Si ces circulations existent bien, elles semblent négligeables en comparaison de l'écoulement de l'aquifère, à travers son gradient hydraulique caractérisé dans le Chapitre II (Figure II.11).

La distance entre deux points d'âge connus le long d'une même ligne d'écoulement permet de calculer la vitesse effective des circulations dans la zone saturée de l'aquifère. En prenant l'exemple du forage « JICA-C » dont : i) les eaux souterraines sont datées à 4051 ans BP (sans correction) et de 3466 ans BP (avec corrections) ; ii) qui est distant d'environ 37,5 km de la flexure de Calacala (Quebrada de Guasquina) où les eaux souterraines sont considérées comme actuelles : la vitesse effective dans la partie basse du piedmont est alors d'environ de 10 m.an^{-1} . Compte tenu du gradient hydraulique moyen (2,16 %), les valeurs de conductivité hydraulique (K_s) et de porosité efficace (n_e) ont été estimées par itération à l'aide d'un solveur, où ces deux paramètres ont été définis comme des variables. Il apparaît que la valeur de « K_s » et « n_e » permettant de soutenir cette vitesse effective sont de l'ordre $1.10^{-6}\text{ m.s}^{-1}$ et de 20 %, respectivement. La valeur de porosité efficace est cohérente avec les formations sédimentaires peu consolidées (gravelo-sableuse) du piedmont qui composent la formation El Diablo (Banton et Bangoy, 1997). La de K_s est comparable à celle du forage « JICA-C » ($1,23.10^{-6}\text{ m.s}^{-1}$) obtenu lors de l'essai par pompage du forage, réalisé sans piézomètre d'observation (JICA, 1995). Bien que cette valeur (JICA, 1995) représente seulement la conductivité hydraulique au pourtour du forage, la correspondance entre le K_s du forage « JICA-C » (situé au pied du piedmont) et celui obtenu à travers la vitesse effective de circulation dans la partie basse du piedmont, permet de considérer cet ordre de grandeur (10^{-6} m.s^{-1}) comme représentatif de la conductivité hydraulique du piedmont dans la formation El Diablo (âge Miocene).

En prenant l'exemple des écoulements entre les forages « JICA-C » et « JICA-D » ainsi qu'entre les forages « Pozo de la Muerte » et « JICA-D » (Figure III.17.c); les vitesses d'écoulement basées sur la datation ^{14}C sont respectivement de l'ordre de $1,75\text{ m.an}^{-1}$ et de

1,43 m.an⁻¹. Compte tenu du gradient hydraulique moyen entre les forages « JICA-C » et « JICA-D » (0,27 %) et entre les forages « Pozo de la Muerte » et « JICA-D » (0,6 %), les valeurs de conductivité hydraulique (Ks) permettant de soutenir que ces vitesses effectives sont respectivement de l'ordre de 4.10⁻⁶ m.s⁻¹ et de 1.10⁻⁶ m.s⁻¹ pour une porosité efficace (ne) commune de 20 %. La valeur de porosité efficace est cohérente avec les formations sédimentaires peu consolidées (sablo-graveleuses) qui composent la formation El Diablo (Banton et Bangoy, 1997). Si l'ordre de grandeur de Ks, estimé pour les écoulements entre les forages « JICA-C » et « JICA-D » et celui obtenu lors de l'essai par pompage du forage « JICA-C » (JICA, 1995) sont concordants, cela n'est pas le cas pour le Ks estimé lors de l'essai par pompage du forage « JICA-D » (1,81.10⁻⁴ m.s⁻¹ ; JICA, 1995). Comme pour l'essai par pompage du forage « JICA-C », celui du forage « JICA-D » a été réalisé sans piézomètre d'observation. Il semble alors que les ordres de grandeurs de Ks - estimés à partir des vitesses effectives de circulation entre ces forages - soient représentatifs des propriétés hydrauliques de l'aquifère à l'échelle kilométrique (entre ces forages), tandis que les essais par pompage (réalisé sans piézomètre) sont représentatifs des propriétés de l'aquifère au pourtour des forages. L'effet du changement d'échelle explique alors la différence d'ordre de grandeur entre le Ks du forage « JICA-D » (essai par pompage) et celui estimé entre les forages « Pozo de la Muerte » et le « JICA-D ». Cet effet de changement d'échelle apparaît d'autant plus cohérent compte tenu du milieu sédimentaire hétérogène des cônes alluviaux (Collinson, 1996). Compte tenu de la distribution spatiale de ces vitesses d'écoulement, nous admettons que les circulations sont contrôlées par les formations peu (ou moins) perméables du piedmont.

La caractérisation de ces temps de circulation ainsi que de la conductivité hydraulique, à l'échelle de l'aquifère, permet de compléter le modèle de fonctionnement de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal au niveau de la zone d'étude.

2.4. Evènements paléoclimatiques et distribution spatiale des âges moyens au niveau de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal

Dans la zone d'étude, l'analyse du ^{14}C a permis de définir que les eaux souterraines situées dans la plaine de la Pampa del Tamarugal se sont rechargées principalement durant la fin du Pléistocène et durant l'Holocène. Ces résultats concordent avec les âges des eaux souterraines, définis principalement dans la partie sud de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal (Fritz *et al.*, 1981 ; Magaritz *et al.*, 1990 ; Aravena, 1995). L'étude des isotopes stables de la molécule d'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$; Partie B 1.) a montré que la signature des eaux souterraines de la zone d'étude ne coïncide pas avec les conditions climatiques actuelles suggérant que la recharge de ces eaux s'est réalisée sous un paléoclimat plus humide.

La synthèse des études paléoclimatiques de cette région des Andes, réalisée par Sáez *et al.* (2016), a permis de définir quatre grandes phases « humides » qui ont potentiellement permis la recharge des systèmes aquifères de la zone d'étude. Ces phases humides sont caractérisées par des précipitations importantes et intenses, provenant du Nord et du Nord-Est, durant la période estivale de décembre à mars (Sáez *et al.*, 2016).

2.4.1. Phases de recharge durant la fin de la période glaciaire (Pléistocène supérieur)

Durant la fin de période glaciaire, les phases humides Tauca (18 000 - 14 000 ans BP) et Coipasa (13 000 et 10 000 ans BP) concordent avec les niveaux élevés des paléolacs situés sur l'Altiplano. Entre 15 000 et 14 000 ans BP, l'évaporation du paléolac Tauca (dont les reliques sont l'actuel lac Poopó, le Salar d'Uyuni et le Salar de Coipasa) a engendré des précipitations importantes sur les sommets avoisinants (Quesada *et al.*, 2015). Les eaux souterraines correspondant à cette période sont actuellement visibles à la fois dans la plaine de la Pampa del Tamarugal (ex : « JICA-D » $\approx$ [14 000 - 16 000 ans BP]) mais aussi à travers les sources thermales de la Précordillère, comme « Chusmiza » (Figure III.17.c). Certaines eaux souterraines, datées entre 18 000 et 20 000 ans BP, comme celles du forage « Dolores » $\approx$ 21 000 ans BP (Figure III.17.c) ou les eaux profondes du Salar de Pintados $\approx$ [19 000 - 18 000 ans BP] (Fritz *et al.*, 1981 ; Aravena, 1995) semblent provenir du début de la phase humide Tauca, il y a environ 20 000 ans BP (Sáez *et al.*, 2016). Ces eaux souterraines correspondent actuellement soit à i) des eaux enclavées dans des « pièges piézométriques » tel que celui existant dans la Cordillère de la Côte pour le forage « Dolores » (Figures II.11 et III.17.c) soit ii) aux zones de l'aquifère situées en aval hydraulique des circulations comme le Salar de Pintados qui représente l'exutoire naturel de l'aquifère. Nous pouvons donc dire ici que ces flux d'humidité provenant de l'Est et du Nord-Est ont alors permis de recharger le système hydrogéologique de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal.

Les eaux souterraines, potentiellement rechargées durant la phase humide Coipasa (13 000 et 10 000 ans BP) n'ont pas été identifiées dans les eaux prélevées de la zone d'étude. Il est possible que l'absence de signature de cette période de recharge dans les eaux souterraines soit due : i) à l'absence de forages convenablement situés par rapport à la distribution de l'âge de l'eau dans l'aquifère. Dans ce cas, les eaux souterraines correspondant à cette période de recharge seraient situées en amont hydraulique de celles rechargées durant la phase humide Taucá (Figure III.17.c) dans la plaine de la Pampa del Tamarugal ; ou bien ii) à une recharge insuffisante issue des flux d'humidité provenant de perturbations du cycle hydrologique par le paléo-lac Coipasa. En effet, par rapport à la phase humide Taucá, les intensités et les fréquences de précipitations induites par la phase humide Coipasa étaient relativement moins importantes (Sáez *et al.*, 2016).

2.4.2. Phases de recharge durant l'Holocène

Durant l'Holocène, deux phases humides se sont succédées, l'une au début de l'Holocène ($\approx 8\,500 - 9\,700$ ans BP) et la seconde vers la fin de l'Holocène ($4\,700$ ans BP à l'actuel). Cette dernière phase est caractérisée par une phase aride intercalée entre $2\,000$ et $1\,500$ ans BP et par un retour marqué depuis quelques siècles (≈ 700 ans BP) vers des conditions hydroclimatiques de plus en plus arides (Sáez *et al.*, 2016). La phase humide du début Holocène semble correspondre aux eaux souterraines présentes dans la plaine de la Pampa del Tamarugal (ex : « Mapocho » $\approx 9\,000$ ans BP), tandis que les eaux souterraines situées au niveau de la bordure aval du piedmont correspondent aux eaux souterraines rechargées durant la fin de l'Holocène (Figure III.17.c ; ex : « JICA-C » et « Dupliza » $\approx$ entre $3\,400$ et $4\,000$ ans BP). L'incertitude sur la datation des eaux de « Chusmiza » laisse supposer que ces phases humides ont aussi pu contribuer à recharger les eaux de cette source au niveau de la Précordillère. Durant la fin de l'Holocène, des événements de précipitations significatifs pouvant recharger l'aquifère ont principalement eu lieu entre $2\,900$ et $4\,500$ m a.s.l (Sáez *et al.*, 2016). Ces précipitations, situées dans la Précordillère et dans la partie haute du piedmont, ont conduit à des écoulements de surface temporaires qui se sont probablement infiltrés dans les ravines et canyons du piedmont. Peu avant le retour à des conditions plus arides (700 ans BP), la zone d'étude a connu l'une des phases les plus humides de l'Holocène, marquée par des précipitations entre 1000 et 2900 m a.s.l (Sáez *et al.*, 2016). Nous pouvons supposer que cette phase humide est l'un des contrôles de l'organisation alluviale de la plaine de la Pampa del Tamarugal (Chapitre I). Les eaux souterraines, rechargées durant cette phase humide n'ont pas été identifiées dans les eaux prélevées de la zone d'étude. Cependant, l'implantation de forage en aval hydraulique du « Pozo de la Muerte » (partie haute du cône alluvial de la Quebrada de Tarapaca) ainsi qu'en amont hydraulique du forage « JICA-C » (partie basse du piedmont) devrait permettre d'identifier ces eaux souterraines.

Points de synthèse sur l'analyse $\delta^{13}\text{C}$ et ^{14}C :

Les âges ^{14}C ont pu être corrigés à l'aide d'un modèle de mélange entre le carbone minéral des sédiments carbonatés présent dans l'aquifère et celui provenant du CO_2 du sol. Dans le cas des sources thermales de la Précordillère, l'utilisation d'un modèle de mélange basé sur le carbone du CO_2 volcanique ne permet pas de définir un âge corrigé fiable dû à la grande variabilité du $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 volcanique. Malgré le processus de recyclage des eaux souterraines fossiles de la Précordillère qui alimentent les cours d'eau et contribuent à la recharge en aval, les isotopes du carbone (impactés par leur séjour en surface) permettent de dater directement les eaux rechargées. Les isotopes du carbone sont donc adaptés pour identifier les eaux récemment rechargées dans l'aquifère, contrairement aux isotopes de la molécule d'eau qui conservent partiellement la signature d'une eau fossile.

La distribution des âges ^{14}C des eaux souterraines est concordante avec les écoulements de l'aquifère et des zones de recharge identifiées jusqu'ici. La correspondance des phases paléoclimatiques humides du Nord Chili, telles que la phase Tauca (Plio-Pléistocène) et celles de l'Holocène, avec la distribution spatiale des âges ^{14}C le long des lignes d'écoulement de l'aquifère permettent d'identifier l'origine des eaux ayant contribué à recharger l'aquifère. Cette caractérisation permet de décrire les mouvements régionaux des masses d'eau depuis le Pléistocène supérieure jusqu'à aujourd'hui (Figure III.23).

3. Utilisation des isotopes de l'hydrogène et de l'hélium (^3H et ^3He) pour l'identification de recharges récentes au niveau des zones basses des cônes alluviaux

3.1. Éléments de littérature et échantillonnage du ^3H et de ^3He dans les eaux souterraines

Le tritium (^3H) - mesuré en Unité Tritium (UT ou TU) - est un isotope de l'hydrogène ayant une période de demi-vie de 12,43 ans (Unterweger *et al.*, 1980). Dernièrement, Lucas et Unterweger (2000) estiment cette valeur à 12,32 ans. Lors de sa décroissance radioactive il émet un isotope fils, l'hélium 3 radiogénique (^3He).

Le tritium a été introduit dans l'atmosphère lors des essais thermonucléaires atmosphériques des années 1950 et 1960 (Solomon et Cook, 2000). Suite au traité d'interdiction des essais nucléaires en 1963, la concentration atmosphérique en tritium n'a fait que baisser (Figure III.19.a). Dans les années 1980, les essais français et chinois n'ont apporté qu'une faible proportion de tritium dans l'atmosphère. Néanmoins, le tritium est naturellement présent dans l'atmosphère, dû au bombardement des atomes d'hydrogène de l'atmosphère par le flux de neutrons provenant des radiations cosmiques (Solomon et Cook, 2000). Une production de tritium a aussi été identifiée en subsurface, via la fission spontanée du ^6Li par la production de neutrons durant la décroissance de l'uranium et du thorium (Solomon et Cook, 2000). Dans les eaux souterraines, pour une croûte continentale moyenne, la concentration induite par ce processus est inférieure à 0,2 TU (Lehmann *et al.*, 1993) tandis qu'elle peut atteindre 0,5 TU dans des eaux souterraines profondes (Florkowski *et al.*, 1988). Le niveau naturel du tritium dans les précipitations de la période pré-bombe a pu être estimé à partir d'anciens crûs à 3 - 6 TU en Europe et en Amérique du Nord (Kauffman et Libby, 1954; Roether, 1967) et à 1 - 3 TU dans le sud de l'Australie (Allison et Hughes, 1977).

Depuis 1961, les teneurs mensuelles de tritium dans les précipitations sont mesurées à travers un réseau international de stations de mesure. Les données de ces stations sont disponibles sur le site de l'IAEA (<https://nucleus.iaea.org/wiser/index.php> ; juillet 2016). Les essais nucléaires ayant principalement été réalisés dans l'hémisphère nord, les teneurs en tritium y sont plus élevées que dans l'hémisphère sud (Figure III.19.a). Un écart d'un an existe entre le pic de l'hémisphère nord et celui de l'hémisphère sud. De plus, le phénomène de recyclage des eaux tritiées (évaporations et précipitation) au sein des hydro-écosystèmes conduit à des concentrations plus élevées en domaine continental qu'en domaine océanique. Ce processus est bien visible entre les stations de Kaitoke en Nouvelle-Zélande - domaine océanique - et celle de La Paz en Bolivie ainsi que celle de Salta en Argentine, toutes deux en domaine continental (Figure III.19.b).

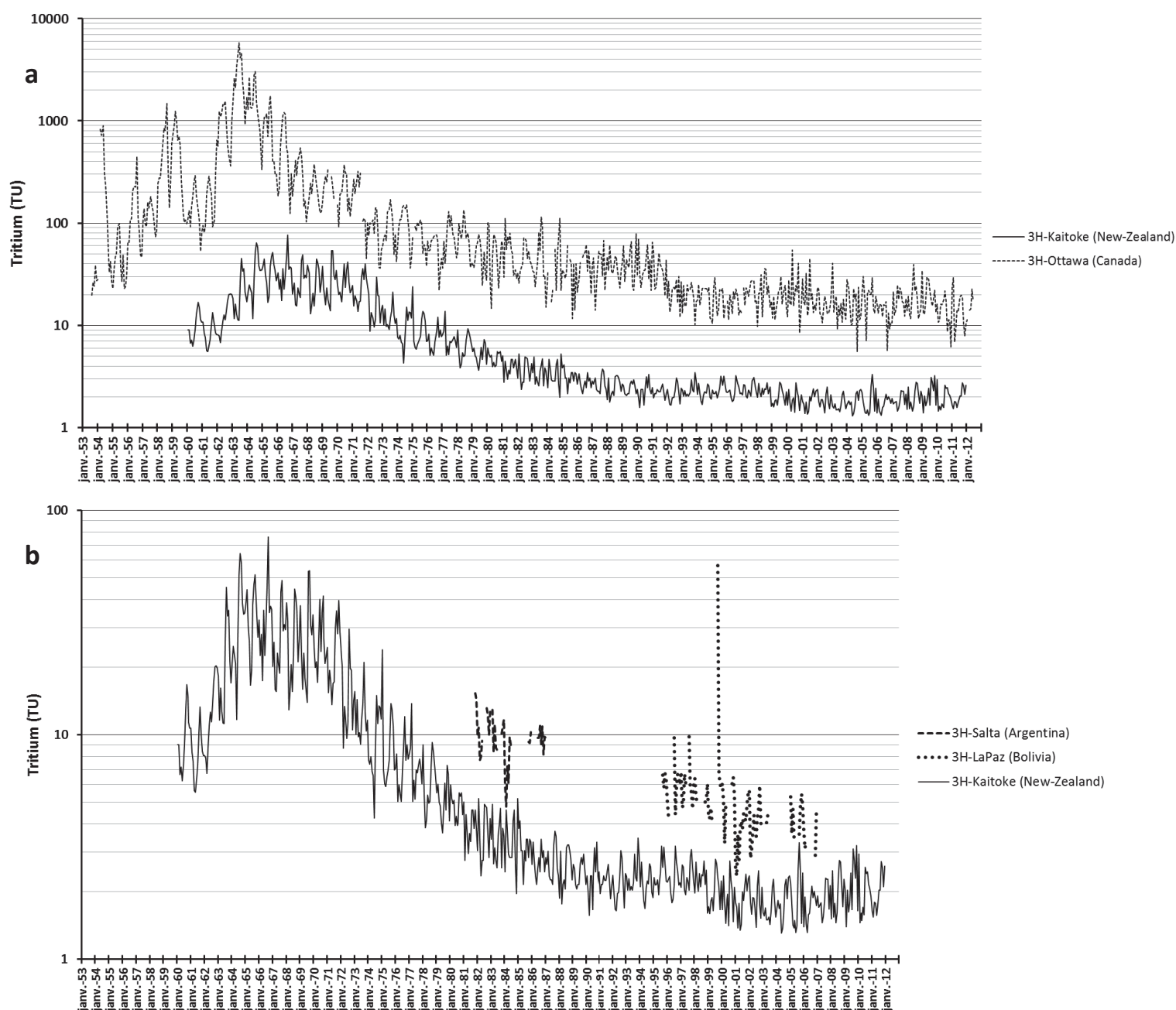


Figure III. 19 : Chronique des concentrations atmosphériques de tritium. **a.** Chronique aux stations de Kaitoke et d'Ottawa. **b.** Chronique aux stations de Salta, La Paz et Kaitoke. (<https://nucleus.iaea.org/wiser/index.php> ; juillet 2016)

Actuellement, du fait de l'arrêt des émissions anthropiques et de la désintégration du tritium présent dans les eaux souterraines, ce traceur devient de moins en moins adapté à la datation des eaux souterraines récentes. Néanmoins, la mesure de la concentration de son isotope fils qu'est l'hélium 3 radiogénique (^3He) permet de pouvoir continuer à dater les eaux souterraines récentes (Clark et Fritz, 1997 ; IAEA, 2008 ; Healy et Scanlon, 2010). Cependant, la mesure d' ^3He ne correspond pas directement à la teneur provenant de la désintégration du tritium, mais à une somme de plusieurs sources d' ^3He . En dehors de la désintégration radioactive du tritium déjà contenu dans les eaux souterraines, des apports d'origine atmosphérique ainsi que de subsurface et mantellique peuvent « polluer » la mesure (Solomon et Cook, 2000). La quantification de ces origines peut s'avérer difficile. Dans le cas de notre étude, l'utilisation de la méthode $^3\text{He}/^3\text{H}$ est limitée (voir suite). Pour plus de détails concernant cette méthode les ouvrages cités précédemment font référence.

3.2. Résultats et discussions des analyses ^3H et ^3He des eaux de la zone d'étude

a - Constat des teneurs en tritium :

Suite aux analyses, réalisées sur les eaux du « JICA-C » et du « JICA-D », les teneurs en tritium de ces eaux souterraines sont respectivement de $0,08 \pm 0,09$ TU et de $0,09 \pm 0,08$ TU (Tableau III.5). Ces données, égales à l'erreur, semblent indiquer que les eaux souterraines de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal sont dépourvues de tritium aux niveaux des forages prélevés. L'absence de tritium dans les eaux souterraines suggère alors que ces eaux ont été rechargées et déconnectées des échanges avec l'atmosphère durant la période pré-bombe, soit avant 1950. Cela est cohérent avec les datations isotopiques précédentes (^{14}C ; $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) réalisées sur ces mêmes eaux. Il est aussi plausible que les teneurs en tritium mesurées correspondent aux teneurs du tritium naturellement présent dans les eaux souterraines de la zone d'étude, soit le bruit de fond.

Nom	4He ccSTP/g	+/- 1 sig	3He ccSTP/g	+/- 1 sig	20Ne ccSTP/g	+/- 1 sig	3H en TU	+/- 1 sig
JICA-C	4,60E-05	1,50E-06	3,60E-12	1,00E-13	3,70E-07	2,00E-08	0,08	0,09
JICA-D	1,38E-07	1,50E-09	6,59E-14	1,00E-15	1,57E-07	1,50E-09	0,09	0,08

Tableau III. 5 : Teneurs en tritium et concentration des gaz dissous dans les forages de la zone d'étude.

b - Méthode d'analyse par décroissance radioactive selon un modèle piston :

Néanmoins, il semble intéressant d'utiliser le tritium comme traceur événementiel dont on connaît la fonction d'entrée, et à laquelle s'applique la décroissance radioactive dans le système (ex : Clark et Fritz, 1997). L'hypothèse est que la faible quantité de tritium - présent actuellement dans les eaux souterraines - pourrait résulter de la décroissance radioactive d'une concentration initialement insérée lors de la recharge. Cette approche vise donc à simuler la décroissance de la teneur en tritium insérée dans la nappe au moment de la recharge et de la comparer avec la teneur mesurée. Les chroniques de tritium des précipitations régionales seront alors utilisées comme valeurs initiales.

Cette approche se base sur un modèle piston où l'ensemble de l'eau de la zone saturée échantillonnée provient de la même fonction d'entrée. L'analyse des isotopes du carbone et de la molécule d'eau a montré que l'âge moyen des eaux souterraines de l'aquifère est caractérisé par une origine paléoclimatique. Dans l'hypothèse d'une proportion de recharge récente, l'eau prélevée de l'aquifère serait alors un mélange entre des eaux anciennes et des eaux récentes. L'utilisation de la méthodologie de décroissance radioactive va alors permettre de caractériser le pôle d'eau récente. Sur la base d'un mélange binaire, entre la part d'eau récente et la part d'eau ancienne, l'approche par décroissance radioactive (selon un modèle piston) permettra d'identifier l'âge potentiel le plus ancien du pôle récent du mélange.

A l'échelle régionale les chroniques de tritium dans les précipitations sont disparates ou ponctuelles. Les mesures des stations de La Paz (Bolivie) et de Salta (Argentine) permettent néanmoins d'observer l'évolution interannuelle - à la baisse - du tritium dans les précipitations (Figure III.19.b). Ces stations sont situées respectivement au Nord-Est de la zone d'étude sur l'Altiplano bolivien et au Sud-Est de la zone d'étude dans la Cordillère de l'Est. Du fait de leur localisation, ces stations sont représentatives des courants atmosphériques et des processus de recyclage du tritium (re-concentration) qui impactent les précipitations de la Précordillère en amont de la zone d'étude (Figure III.19.b). Afin de reconstituer la tendance interannuelle des précipitations dans la Précordillère entre les années 1960 et 2010, les moyennes annuelles de tritium dans les précipitations enregistrées à La Paz (Bolivie) et à Kaitoke (station de l'hémisphère sud) ont été comparées. Sur la base des moyennes annuelles de 1995 à 2006 de ces deux stations (Figure III.20.a), l'évolution de la teneur moyenne annuelle du tritium à La Paz a pu être estimée (Figure III.20.b). Etant donné que les valeurs des années 2003 et 2004 sont manquantes et que celle de 1999 à La Paz n'est pas du tout représentative de la tendance interannuelle, ces trois années n'ont donc pas été prises en compte dans ce travail. Toutefois, la chronique reconstituée (Figure III.20.b) apparaît comme représentative des moyennes annuelles de la station de Salta (Argentine) ainsi que des mesures ponctuelles de l'année 1984 au niveau de la zone d'étude (Aravena *et al.*, 1999). La chronique de Kaitoke ne commençant qu'en 1960, les moyennes

annuelles de tritium des précipitations à La Paz avant 1960 n'ont pas pu être estimées à partir de la station de Kaitoke.

Sur la base des valeurs estimées dans l'hémisphère sud, durant la période pré-bombe (Allison et Hughes, 1977 ; Solomon et Cook, 2000), ainsi que des teneurs en tritium des précipitations actuelles théoriquement revenues aux teneurs originelles (IAEA, 2008), nous considérons que la moyenne annuelle des teneurs en tritium des précipitations de la période pré-bombe était comprise entre 2 et 5 TU.

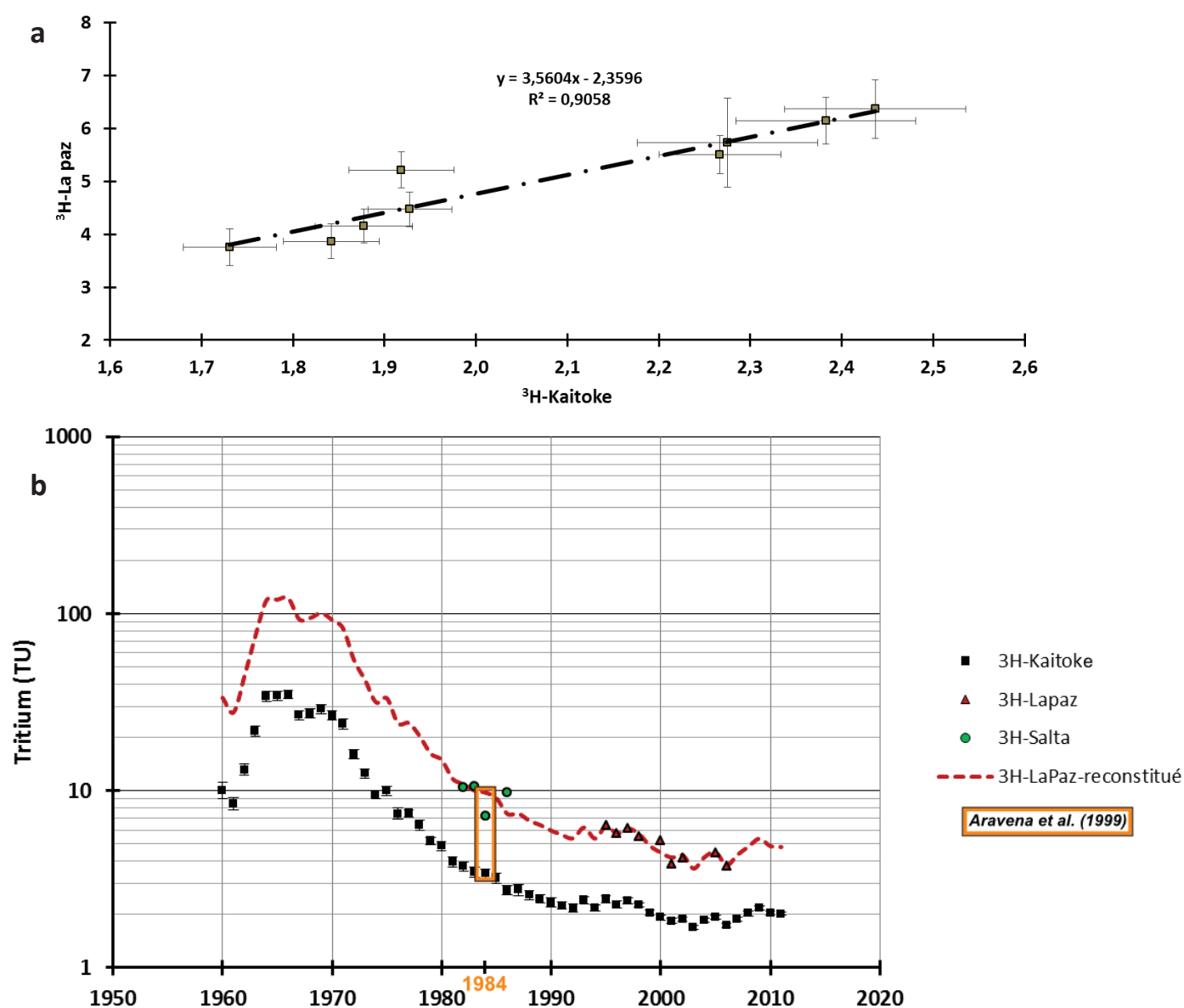


Figure III. 20 : Reconstitution des concentrations moyennes annuelles de tritium dans les précipitations à La Paz (Bolivie). **a.** Corrélation entre les concentrations moyennes annuelles de tritium (TU) à La Paz (Bolivie) et à Kaitoke (Nouvelle Zélande) pour les années 1995, 1996, 1997, 1998, 2000, 2001, 2002, 2005 et 2006. **b.** Chronique reconstituée des concentrations moyennes annuelles de tritium à La Paz (Bolivie) et comparaison avec i) la distribution des concentrations ponctuelles des précipitations de 1984 dans la zone d'étude (Aravena *et al.*, 1999) et ii) les concentrations moyennes annuelles de tritium à Salta (Argentine).

c - Résultat et première caractérisation du pôle d'eau récente :

La simulation de la décroissance radioactive des teneurs initiales en tritium (moyenne annuelle), en supposant un modèle piston, indique que la valeur de tritium mesurée dans les eaux souterraines de l'aquifère, au niveau des forages « JICA-C » et « JICA-D », peut correspondre à des apports situés entre les années 30 et le début des années 50 (Figure III.21). D'après les conditions de base de l'approche ici étudiée, nous pouvons donc dire que le pôle d'eau récente est temporellement borné par l'année 2015 (année de prélèvement) et les années 30.

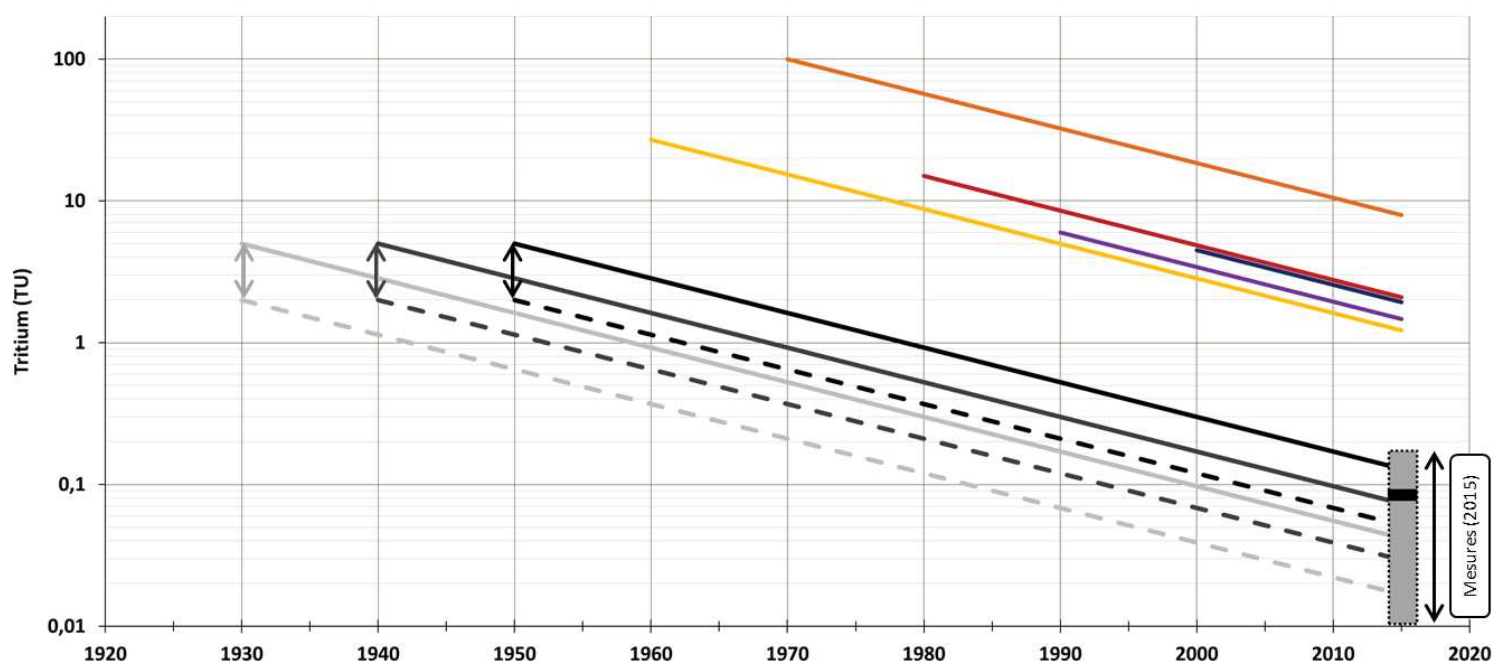


Figure III. 21 : Modèle de décroissance radioactive des teneurs en tritium sur la base des teneurs moyennes annuelles des précipitations régionales (Figure III. 20.b) et correspondance avec les mesures des concentrations dans les eaux souterraines des forages « JICA-C » ($0,08 \pm 0,09$ TU) et « JICA-D » ($0,09 \pm 0,08$ TU). Les teneurs en tritium de la période pré-bombe sont représentées pour chaque décennie par une valeur haute (ligne continue) et valeur basse (ligne hachurée). Les lignes de couleurs représentent la période post-bombe tandis que les lignes de dégradé de gris représentent la période pré-bombe.

Points de synthèse sur l'analyse ^3H et ^3He :

Les valeurs de tritium ($< 0,1$ TU) mesurées dans les eaux souterraines du « JICA-C » et du « JICA-D » ont permis de développer dans cette partie deux hypothèses. La première, allant dans le sens d'eaux souterraines fossiles, est basée sur l'absence de tritium dans les eaux échantillonnées. La valeur de tritium mesurée correspondrait alors au bruit de fond des eaux de l'aquifère.

La seconde hypothèse est basée sur un mélange binaire. Sur la base d'une chronique reconstituée des teneurs moyennes annuelles en ^3H dans les précipitations régionales, cette approche définit que le pôle d'eau récente est borné entre la date du prélèvement (i.e. 2015) et les années 1930. Entre les années 30 et l'actuel, des crues importantes et significatives ont inondé les cônes alluviaux de la Quebrada de Aroma (« JICA-C ») et de la Quebrada de Tarapaca (« JICA-D »). Les eaux infiltrées ont alors été redistribuées dans la zone non saturée et progressivement transférées en profondeur jusqu'à la nappe sous l'impulsion de crues ultérieures, permettant ainsi de contribuer à la recharge de l'aquifère. Dans la zone non saturée, le déplacement vertical descendant d'un traceur contenu dans la phase liquide peut être étudié à partir d'un modèle piston (Healy et Scanlon, 2010). Toutefois, les proportions de mélange, et notamment celle illustrant la recharge récente, reste encore à définir. Compte tenu des âges moyens, fournis par l'analyse des isotopes du carbone, la part de recharge récente doit sûrement être faible.

Dans le cas des deux approches précédemment utilisées, nous avons considéré dans un premier temps une teneur en tritium nulle due à l'absence d'apport d'eaux tritiées. Dans un second temps, il a été mis en évidence que les faibles teneurs de tritium pourrait résulter de recharge soit pré-bombe, impliquant une désintégration complète du tritium, soit une recharge récente mais avec une proportion de mélange inconnue et des teneurs proches de la période pré-bombe. Compte tenu de cet état, l'hélium 3 radiogénique (^3He) provenant de la désintégration du tritium a alors atteint sa valeur maximale qui n'évoluera plus dans le temps. Par conséquent, la gamme d'âge pour laquelle ce radiochronomètre est adapté est donc dépassée ce qui rend la méthode $^3\text{He}/^3\text{H}$ non utilisable.

4. Utilisation des gaz anthropiques dissous (CFCs et SF6) comme outil complémentaire dans l'identification de recharges récentes au niveau des cônes alluviaux

Nous avons choisi de présenter dans ce chapitre les tout premiers résultats qui nous renseignent sur l'état et le fonctionnement de la recharge de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal. Une analyse plus approfondie de ces résultats sera réalisée dans la période à venir.

4.1. Eléments de littérature et échantillonnage des CFCs et SF6

Les chlorofluorocarbures ou CFCs - CFC-11 (CCl_3F), CFC-12 (CCl_2F_2) et CFC-113 ($\text{C}_2\text{Cl}_3\text{F}_3$) - sont des composés organiques développés dans les années 30 et utilisés dans les aérosols, les réfrigérants et les solvants (Plummer et Busengerg, 2000). Dû à leurs effets sur la diminution de la couche d'ozone, le traité de Montréal signé en 1987 et amendé en 1991 et 1992 a permis de bannir complètement les CFCs des produits industriels en 2000 pour les pays industrialisés et en 2010 pour les pays en voie de développement (Plummer et Busengerg, 2000 ; Healy et Scanlon, 2010). Depuis les années 40, la concentration atmosphérique en CFCs a augmenté pour se stabiliser et commencer à baisser à partir des années 90 (Figure III.22.a). Malgré un mélange relativement homogène dans les deux hémisphères, les concentrations atmosphériques sont légèrement supérieures dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud, dues à des relargages principalement situés au nord (Figure III.22.a). En plus de présenter des concentrations atmosphériques élevées, la faible limite de détection (0,3 pg/kg) et le temps de résidence important dans l'atmosphère - CFC-11 (45 ± 7 ans), CFC-12 (87 ± 17 ans), and CFC-113 (100 ± 32 ans) ; Volk *et al.* (1997) - en font de bons traceurs pour la datation des eaux récentes. Thompson *et al.* (1974), Schultz *et al.* (1976) et Thompson et Hayes (1979) ont proposé les premiers ces traceurs comme outils de datation. Du fait de concentrations initiales à des dates différentes, le CFC-11, CFC-12 et CC-113 permettent de dater respectivement les eaux à partir de 1947, 1941 et 1955 (Plummer et Busengerg, 2000). Basé sur la loi de Henry, l'objectif de la méthode consiste à retrouver la concentration atmosphérique au moment de la recharge et de la comparer avec les chroniques existantes. La méthodologie est alors dépendante de la température de recharge, de la salinité et de la pression (Warner et Weiss, 1985 ; Bu et Warner, 1995). Il est bon de savoir que plusieurs processus peuvent affecter la mesure et donc l'estimation de l'âge de l'eau ; tels que l'excès d'air (piégeage d'air contenu dans la zone non saturée lors des battements de nappe de la surface piézométrique), la température affectant la solubilité des gaz mais aussi l'activité microbienne (dégradation) et l'adsorption (Plummer et

Busenberg, 2000 ; Healy et Scanlon, 2010). La température de recharge et l'excès d'air peuvent être caractérisés à partir des gaz nobles dissous dans l'eau expliquant leur échantillonnage quasi systématique. La mesure de SF₆ (sulfure hexafluoride) est basée sur le même principe que celle des CFCs. Sa répartition homogène dans l'atmosphère ainsi que son long temps de résidence en font un bon traceur pour dater les eaux à partir de 1970 (Figure III.22.a). Cependant, malgré une augmentation significative due aux activités anthropiques, les SF₆ sont naturellement présents dans les eaux souterraines notamment dans les aquifères composés à la fois de roches volcaniques et métamorphiques ainsi qu'associés à des flux hydrothermaux (Healy et Scanlon, 2010).

4.2. Résultats et discussions de l'analyse des gaz dissous

Les mesures réalisées sur les forages « JICA-C », « JICA-D » et « Pozo Carmelo » montrent la présence de faibles concentrations en gaz CFC-11, CFC-12, CFC-113 et SF₆ dans les eaux souterraines (Figures III.22.b ; III.22.c ; III.22.d et III.22.e).

Dans le but de préciser l'origine et une éventuelle recharge récente, des modèles de distribution d'âge de l'eau ont été établis (Figures III.22.b ; III.22.c ; III.22.d et III.22.e). Ces modèles de distribution d'âge de l'eau ont été réalisés à partir des chroniques atmosphériques de l'hémisphère sud (Bullister, 2015 ; Figure III.22.a) ainsi que des concentrations atmosphériques des gaz calculés au moment de la recharge (Figures III.22.b ; III.22.c ; III.22.d et III.22.e). Le calcul de ces concentrations est dépendant à la fois de l'altitude (i.e. « JICA-C » : 1115 m a.s.l ; « JICA-D » : 1059 m a.s.l ; « Pozo Carmelo » : 1046 m a.s.l) et de la température des eaux au moment de la recharge (i.e. « JICA-C » : 18,3 °C ; « JICA-D » : 18,5 °C ; « Pozo Carmelo » : 18,6 °C) ainsi que de la salinité des eaux prélevées (i.e. « JICA-C » : 3,0 ; « JICA-D » : 3,3 ; « Pozo Carmelo » : 1,5). En raison des faibles vitesses effectives des eaux dans la zone saturée de l'aquifère, au niveau de la plaine de la Pampa del Tamarugal (i.e. $\approx 1,5 \text{ m.an}^{-1}$; Partie B.2.), ainsi que de l'absence de CFCs avant les années 1940 (i.e. 75 ans entre 1940 et la date du prélèvement) ; il est fort probable que les eaux contenant les gaz dissous se soient infiltrées à proximité des forages, soit environ 150 m. Cette estimation ne tient pas compte d'effets retard au sein de la zone non saturée, qui suggèreraient alors une distance d'infiltration des eaux, contenant des CFCs dissous, inférieure à 150 m. Ce résultat indique que les altitudes de recharge, pour l'analyse des CFCs, et donc des températures (Annexe III.3), correspondent à celles des forages prélevés ce qui valide le choix qui a été fait pour la mise en place des modèles de distribution des âges de l'eau.

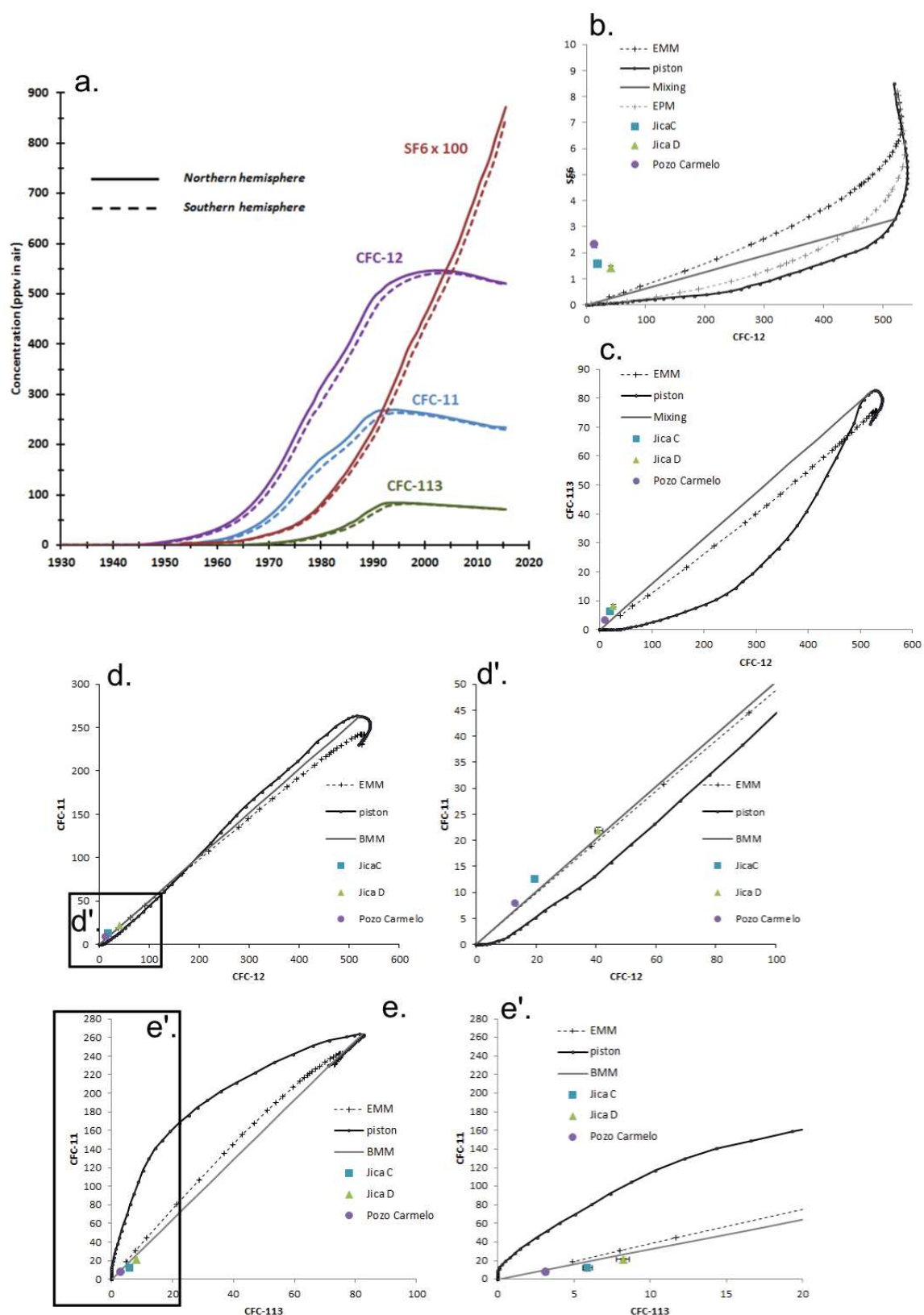


Figure III. 22 : Chronique atmosphérique et concentrations atmosphériques des CFCs et SF6 des eaux souterraines de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal. **a.** Chroniques atmosphériques (Bullister, 2015). **b. c. d. et e.** modèles de distribution des âges de l'eau. Les barres d'erreurs analytiques (affichées) sont de 3% pour le CFC-11 et le CFC-12 et de 5% pour le CFC-113 et le SF6. Les calculs ont été réalisés sur la base des chroniques de l'Hémisphère Sud (**a.**). Les figures **d'.** et **e'.** correspondent aux zooms respectifs des figures d. et e.

Les teneurs en SF6 dans les eaux souterraines montrent un enrichissement par rapport aux valeurs atmosphériques (Figure III.22.b). Cela indique qu'une source naturelle favorise des concentrations élevées en SF6 dans les eaux de l'aquifère. Les flux hydrothermaux profonds ainsi que la présence d'éléments volcaniques et métamorphiques dans les roches sédimentaires alluviales (démantèlement des massifs de la Cordillère et du Piedmont, Chapitre I) pourraient expliquer cet enrichissement notable en SF6.

Les résultats des analyses de CFCs, dans les eaux souterraines échantillonnées, indiquent la présence de ces gaz au sein de la zone saturée de l'aquifère. La présence de CFCs dans les eaux souterraines échantillonnées, purement anthropiques, indique que des eaux de surface en contact avec l'atmosphère entre 1940 et aujourd'hui ont contribué à recharger l'aquifère. L'identification de CFCs dans les eaux souterraines va dans le sens des résultats obtenus par décroissance radioactive des teneurs en tritium contenues dans les précipitations régionales. Il semble alors que des événements hydroclimatiques, telles que des crues, ont permis à des eaux de surface de recharger l'aquifère à partir de 1940 jusqu'à aujourd'hui.

Modèle piston : L'analyse des concentrations en CFCs montre que le modèle piston n'est pas cohérent avec les concentrations calculées des eaux des forages (Figures III.22.b ; III.22.c ; III.22.d et III.22.e). Cette analyse va bien dans le sens d'un mélange entre des eaux récentes infiltrées depuis la surface et des eaux anciennes, contrairement à une eau qui se serait rechargée et qui aurait été déconnectée de tout apport d'eaux récentes.

Modèle exponentiel de mélange : L'analyse des concentrations en CFCs, par rapport aux modèles de distribution des âges, montre que le modèle exponentiel de mélange semble pouvoir expliquer les eaux des forages prélevées (Figures III.22.d. ; III.22.d' ; III.22.e et III.22.e'). Néanmoins, les âges moyens de résidence proposés par ce modèle sont beaucoup trop récents (quelques centaines d'années) compte tenu des âges proposés précédemment à partir de l'analyse des isotopes du carbone et de la molécule d'eau. L'hypothèse d'un modèle exponentiel de mélange suggère qu'il existe dans l'aquifère une stratification verticale des concentrations en CFCs recoupant le forage et portées par des lignes d'écoulement d'âges différents où les plus jeunes sont situées au niveau de la surface piézométrique (Vogel, 1967; Appelo et Postma, 1996 ; Jurgens *et al.*, 2012). Compte tenu de nos connaissances, à la fois sur les faibles vitesses de circulations effectives au sein de l'aquifère et de la faible distance d'infiltration d'une ligne d'écoulement, depuis la surface jusqu'au forage, il est plutôt probable que la stratification formée par ces lignes d'écoulement, et recoupant le forage, ne soit pas assez significative pour expliquer la distribution des âges de l'eau par un modèle exponentiel de mélange.

Modèle de mélange binaire : L'analyse des concentrations en CFCs, par rapport à un modèle binaire entre une eau antérieure à 1940 et une eau déconnectée des échanges avec la

surface depuis 1995 semble pouvoir expliquer la distribution des âges de l'eau (Figures III.22.d. ; III.22.d' ; III.22.e et III.22.e'). Nous pouvons noter qu'une légère surconcentration en CFC-113 peut expliquer le décalage visible en faveur de ce gaz dissous. La correspondance des eaux de l'aquifère avec un modèle binaire, entre une eau ancienne et une eau récente (milieu des années 90) va dans le sens de l'analyse de la décroissance radioactive du tritium dans les eaux souterraines. De plus, le fonctionnement du modèle binaire semble confirmer la faible stratification des lignes d'écoulement des eaux, qui ont été infiltrées à proximité de l'ouvrage, et qui sont induites à la fois par des circulations lentes dans l'aquifère (zone non saturée et zone saturée).

Sur la base de ce modèle binaire, le pôle d'eau récente pourrait correspondre aux épisodes de crues importants qui ont eu lieu vers la moitié des années 90, tel que celui de 1997 (épisode La Niña). La proportion de mélange entre ces eaux récentes et celles anciennes est inférieure ou égale à 10 % d'eau rechargée dans les années 90. Il est intéressant de noter que si nous attribuons le pôle d'eau récente à des eaux de la fin des années 2000, le modèle de mélange s'accorde moins, et cela malgré la crue importante qui a eu lieu en 2012 et qui a impacté l'ensemble des cônes alluviaux de la zone d'étude. Compte tenu de l'épaisseur de la zone non saturée (≈ 50 m au niveau des forages) au niveau des forages et du contexte hyper-aride de la zone d'étude, le transport des gaz atmosphériques dissous jusqu'au niveau piézométrique d'une nappe libre peut être soumis à des effets retard au sein de la zone non saturée (Cook et Solomon, 1995 ; Plummer et Busenberg, 2000 ; Goody *et al.*, 2006). Un des processus permettant le transport des gaz dissous (tels que les CFCs) dans la zone non saturée, jusqu'à la nappe libre en profondeur, est l'augmentation soudaine des flux d'infiltration qui induisent un déplacement vertical du traceur (i.e. modèle piston ; Cook et Solomon, 1995 ; Healy et Scanlon, 2010). Il semblerait alors que la zone non saturée joue le rôle d'un effet retard sur les processus de recharge, sûrement accentué à la fois par son épaisseur, la variabilité sédimentaire composant la zone non saturée et le contexte hyper-aride des cônes alluviaux soumis à des inondations peu fréquentes.

Points de synthèse sur l'analyse des gaz dissous :

Les résultats obtenus à partir de l'analyse des gaz dissous et les modèles de distribution d'âge de l'eau permettent de caractériser l'âge moyen des eaux de l'aquifère selon un modèle de mélange binaire. Cet âge peut être discrétisé en une partie majoritaire composée d'eaux anciennes d'âge Holocène et fin-Pléistocène et d'une seconde partie composée de moins de 10 % d'eau récente. Cette distribution démontre le fonctionnement d'une recharge actuelle de l'aquifère au niveau des cônes alluviaux. Toutefois, ces résultats soulignent à la fois le caractère fossile d'une grande majorité de la ressource en eau souterraine et le risque élevé de surexploiter l'aquifère. Il a été ici entrevu le rôle sûrement significatif de la zone non saturée sur les processus de recharge, en particulier son effet retard sur le transfert d'une masse d'eau depuis la surface jusqu'à la nappe libre en profondeur.

Conclusion du Chapitre III

Les campagnes de prélèvement des eaux souterraines pour l'analyse géochimique, isotopique ainsi que des gaz dissous ont permis de mieux définir les circulations souterraines de l'ensemble de la zone d'étude.

L'analyse géochimique des circulations souterraines du piedmont, à la fois dans le substratum et dans la couverture du piedmont, ont permis de définir et d'évaluer les interactions des eaux avec les roches de la zone d'étude. Sur la base de la caractérisation de ces circulations, les schémas conceptuels de fonctionnement des sources captées par les populations vivant dans le piedmont ont pu être pour la première fois établis. L'analyse des éléments traces de ces sources a dévoilé des teneurs en Arsenic, Bore et Fluor supérieures aux normes de l'OMS et de l'état chilien.

A l'échelle de la zone d'étude, le modèle géochimique des eaux souterraines de la Pampa del Tamarugal a été établi à partir de nombreux points inédits de mesures et comparé à la littérature (Figure III. 23).

Les diverses analyses isotopiques et de gaz dissous, ainsi que l'exploitation des données provenant de la littérature, ont dévoilé que la distribution des âges de l'eau correspond au modèle conceptuel de fonctionnement détaillé dans le Chapitre II. Ce modèle, maintenant enrichi par ces nouveaux apports géochimiques, permet de définir le fonctionnement de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal depuis le Pléistocène supérieur jusqu'à nos jours (Figure III. 23). La datation des eaux de l'aquifère qui concorde avec la distribution des charges piézométriques, a permis d'identifier les grandes phases de recharge de la zone d'étude à travers les 20 000 dernières années. L'étude de la recharge de l'aquifère, résultant des pertes des écoulements de surface dans les canyons (i.e. transition entre écoulement permanent et temporaire), a mis en évidence un processus de recyclage d'eaux anciennes. Ce processus de recyclage est caractérisé par l'infiltration en aval des eaux de surface, circulant dans les canyons, qui sont alimentées par les sources de la Précordillère majoritairement rechargées sous des conditions hydroclimatiques différentes de celles d'aujourd'hui.

L'analyse des traceurs anthropiques, tels que le tritium et en particulier les CFCs, ont permis de mettre en évidence des processus de recharge actuels au niveau des cônes alluviaux. L'âge moyen des eaux au niveau de la plaine de la Pampa del Tamarugal, indiqué dans un premier temps par l'analyse des isotopes du carbone, a pu être précisé grâce à l'étude de la distribution des âges de l'eau. Sur la base d'un modèle binaire, décrivant le mieux la distribution des âges, il a pu être identifié qu'environ 10 % de la ressource en eau souterraine correspond à une eau récente rechargée dans les années 90. Ce résultat souligne la faible proportion d'eau renouvelable présente dans l'aquifère, malgré des événements de recharge induits par des crues majeures inondant les cônes alluviaux.

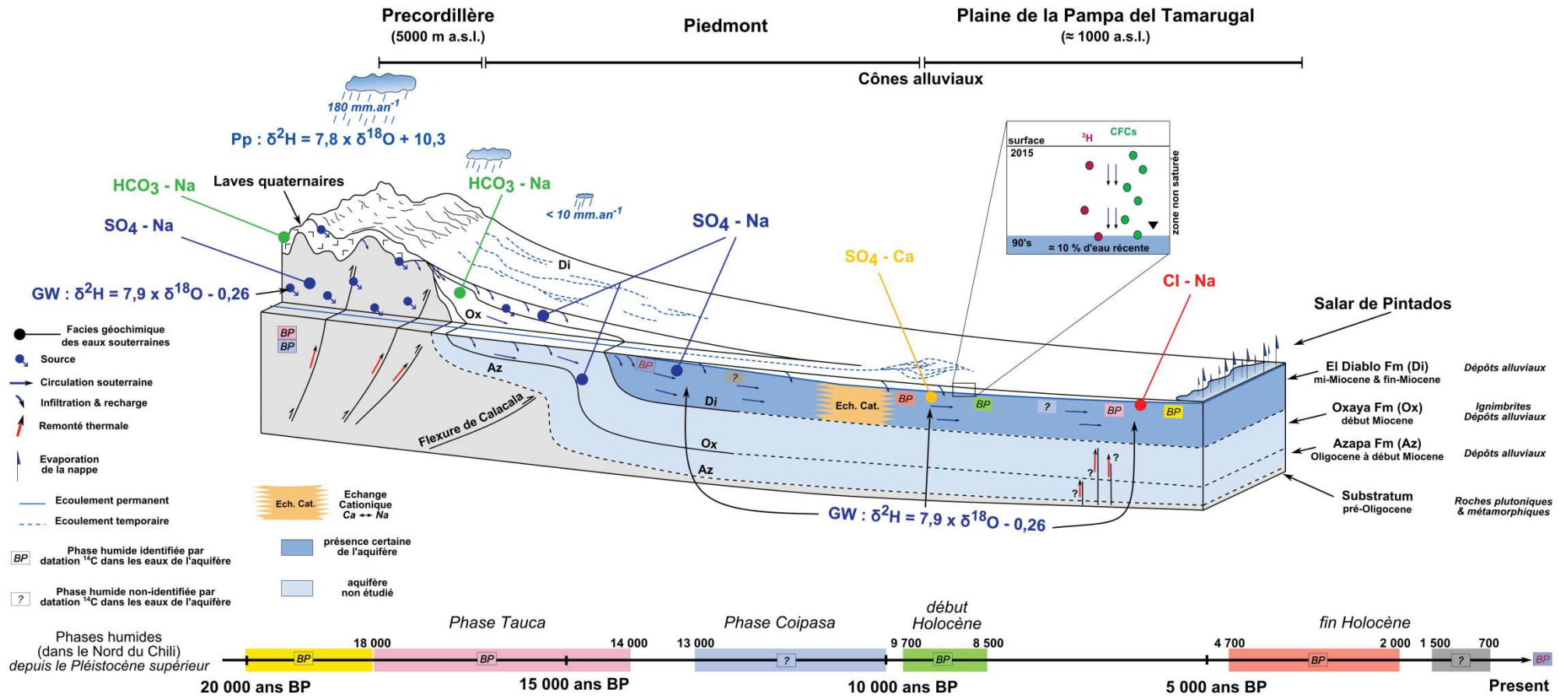


Figure III. 23 : Schéma de l'état géochimique et isotopique de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal au niveau de la zone d'étude. Ce schéma est représentatif du piedmont sans remontée du substratum (ex : Qda de Aroma). Dans le cas contraire, la zone de recharge préférentielle depuis la rivière est située en amont de l'apex et la zone d'échange cationique ainsi que la distribution des âges dans l'aquifère sont décalés vers l'aval. Les phases humides du Nord Chili sont extraites de Sáez *et al.* (2016).

Arbre mort dans le cône alluvial.



Chapitre IV : Estimation de la recharge actuelle au travers des cônes alluviaux et analyse de différents scénarios : approches analytiques et numériques

Introduction	158
1. Estimation de la recharge par la modélisation 1D des écoulements dans la zone non saturée des cônes alluviaux : analyse de différents scénarios.....	158
1.1. Limites et contraintes des données hydrologiques de surface.....	158
1.2. Etape 1 : Définition des différents scénarios et variables à considérer pour la modélisation 1D des écoulements dans la zone non saturée	159
1.2.1. Facteur sédimentaire contrôlant les propriétés hydrodynamiques de la zone non saturée.....	161
1.2.2. Facteur hydrogéologique : épaisseur de la zone non saturée	161
1.2.3. Facteurs hydroclimatiques contrôlant l'infiltration : occurrence et durée des inondations	162
1.3. Etape 2 : Prise en compte de ces différents facteurs de contrôle pour la modélisation 1D des écoulements dans la zone non saturée	163
1.3.1. Prise en compte du facteur sédimentaire	163
1.3.2. Prise en compte de l'épaisseur de la zone non saturée (facteur hydrogéologique)	166
1.3.3. Prise en compte des facteurs hydroclimatiques.....	166
1.4. Etape 3 : construction du modèle principal sous Hydrus 1D (Šimůnek <i>et al.</i> , 2009) pour l'évaluation de la recharge.....	169
1.5. Estimation de la recharge et premiers résultats obtenus au niveau des cônes alluviaux de la Quebrada de Tarapaca et de la Quebrada de Aroma	171
Conclusion et perspective	176
2. Quantification analytique de la recharge à partir des chroniques piézométriques	177
2.1. Méthode WTF (Water-Table Fluctuations)	177
2.2. Chronique piézométrique et impact de la géomorphologie sur la recharge	179
2.2.1. Fluctuation et événement de recharge dans la partie basse du cône alluvial : forage « JICA-C »	179
2.2.2. Récession et absence de recharge en aval des cônes alluviaux : forage « JICA-D »	181
Synthèse.....	181
Conclusion du Chapitre IV	182

Introduction

Dans ce chapitre, nous tentons d'estimer la recharge actuelle au niveau des cônes alluviaux de la Plaine de la Pampa del Tamarugal qui peut avoir lieu à l'occasion d'inondations induites par certaines crues exceptionnelles, liées notamment aux épisodes La Niña.

Dans la première partie de ce chapitre nous détaillerons l'approche exploratoire, utilisée pour quantifier la recharge de l'aquifère au niveau des différents compartiments géomorphologiques composant les cônes alluviaux. Cette approche est basée sur la caractérisation de facteurs de contrôle déterminant les conditions aux limites du modèle d'écoulements en zone non saturé à l'aide du logiciel Hydrus 1D (Šimůnek *et al.*, 2009). Dans la seconde partie de ce chapitre, la recharge de l'aquifère associée à la crue de l'an 2000 est estimée de façon analytique à partir des chroniques piézométriques disponibles au niveau de deux compartiments géomorphologiques distincts, constitutifs des cônes alluviaux.

1. Estimation de la recharge par la modélisation 1D des écoulements dans la zone non saturée des cônes alluviaux : analyse de différents scénarios

L'étude pluridisciplinaire réalisée dans le cadre de ce travail de doctorat a permis d'apporter de nombreuses informations sur la compréhension des facteurs de contrôle de la recharge et des écoulements souterrains dans le bassin de la Pampa del Tamarugal. Néanmoins, cette approche a été coûteuse en temps ce qui a limité l'avancement de nos travaux de modélisation, en la fois en terme de réalisation de tests complémentaires et d'analyse des résultats. Par conséquent, nous avons fait le choix de ne pas exposer la totalité des résultats obtenus mais plutôt de présenter une méthodologie, accompagnée du protocole adopté pour la modélisation numérique des écoulements en zone non saturée (Hydrus-1D, Šimůnek *et al.*, 2009), en fonction des différents compartiments géomorphologiques constitutifs des cônes alluviaux et des caractéristiques des crues.

1.1. Limites et contraintes des données hydrologiques de surface

Dans la zone d'étude, les cônes alluviaux sont impactés par des inondations dont les caractéristiques dépendent du volume d'eau écoulé, de la durée de la crue ou encore de la fréquence d'occurrence de ces inondations (i.e. facteurs hydroclimatiques). Les crues des cours d'eau qui proviennent de la Précordillère et s'écoulent au sein des canyons sont caractérisées par des écoulements turbulents intenses ayant des charges de fond élevées, à

l'origine de modifications ponctuelles année par année du lit de la rivière. Ce contexte de crue extrême complique le suivi et l'entretien des stations de jaugeage (i.e. rupture de la chronique après la crue de 2000, voir Figure IV.9.a). L'absence de chroniques de débit, à la fois continues, fiables et précises, résulte du contexte hydrologique extrême qui est commun à de nombreuses régions arides. Au niveau des cônes alluviaux, l'instabilité du réseau de drainage (Miall, 1985 ; Orton et Reading, 1993) n'est pas adapté à l'installation de plusieurs stations de jaugeage qui permettraient de connaître la variabilité spatio-temporelle des crues. En d'autres termes, les surfaces impactées par une crue ainsi que la durée précise du temps durant laquelle le cours d'eau alimente les zones submergées dans les divers compartiments du cône alluvial (tel que l'apex, les ravines, la zone d'inter-drainage et la plaine d'inondation) sont souvent inconnues. De plus, les chroniques piézométriques, échantillonnées à fréquences élevées, sont rares dans de tels environnements. La zone non saturée contrôle l'infiltration et le drainage de l'eau infiltrée qui constitue la recharge de la nappe (flux effectif) en profondeur. Dans le cas de zones non saturées pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètre d'épaisseur, la complexité de ces processus n'est pas prise en compte si l'on considère que l'infiltration dans les premiers mètres du sol est équivalente à la recharge effective.

Les données hydro(géo)logiques, au niveau de cônes alluviaux, sont habituellement utilisées pour quantifier les entrées et les sorties des modèles. En raison de la quasi-absence de données de qualité, l'utilisation de modèles hydrologiques de surface (i.e. modèles distribués et globaux) n'est pas adaptée pour l'estimation de la recharge. Afin de pouvoir évaluer la recharge de l'aquifère, il semble nécessaire de proposer une méthodologie permettant de tenir compte des processus d'écoulement au sein de la zone non saturée en fonction de différents scénarios permettant de faire abstraction de ce manque d'informations hydrologiques durant les crues.

1.2. Etape 1 : Définition des différents scénarios et variables à considérer pour la modélisation 1D des écoulements dans la zone non saturée

Nous proposons d'évaluer la recharge actuelle de l'aquifère en considérant à la fois : (i) les écoulements dans la zone non saturée en fonction de la complexité sédimentaire des différents compartiments géomorphologiques à la surface des cônes alluviaux, (ii) les flux effectifs (i.e. la recharge) à une profondeur donnée en réponse à (iii) divers types de crues en surface (Figure IV.1).

L'approche proposée repose sur l'appréciation de trois principaux facteurs de contrôle de la recharge (Figure IV.1).

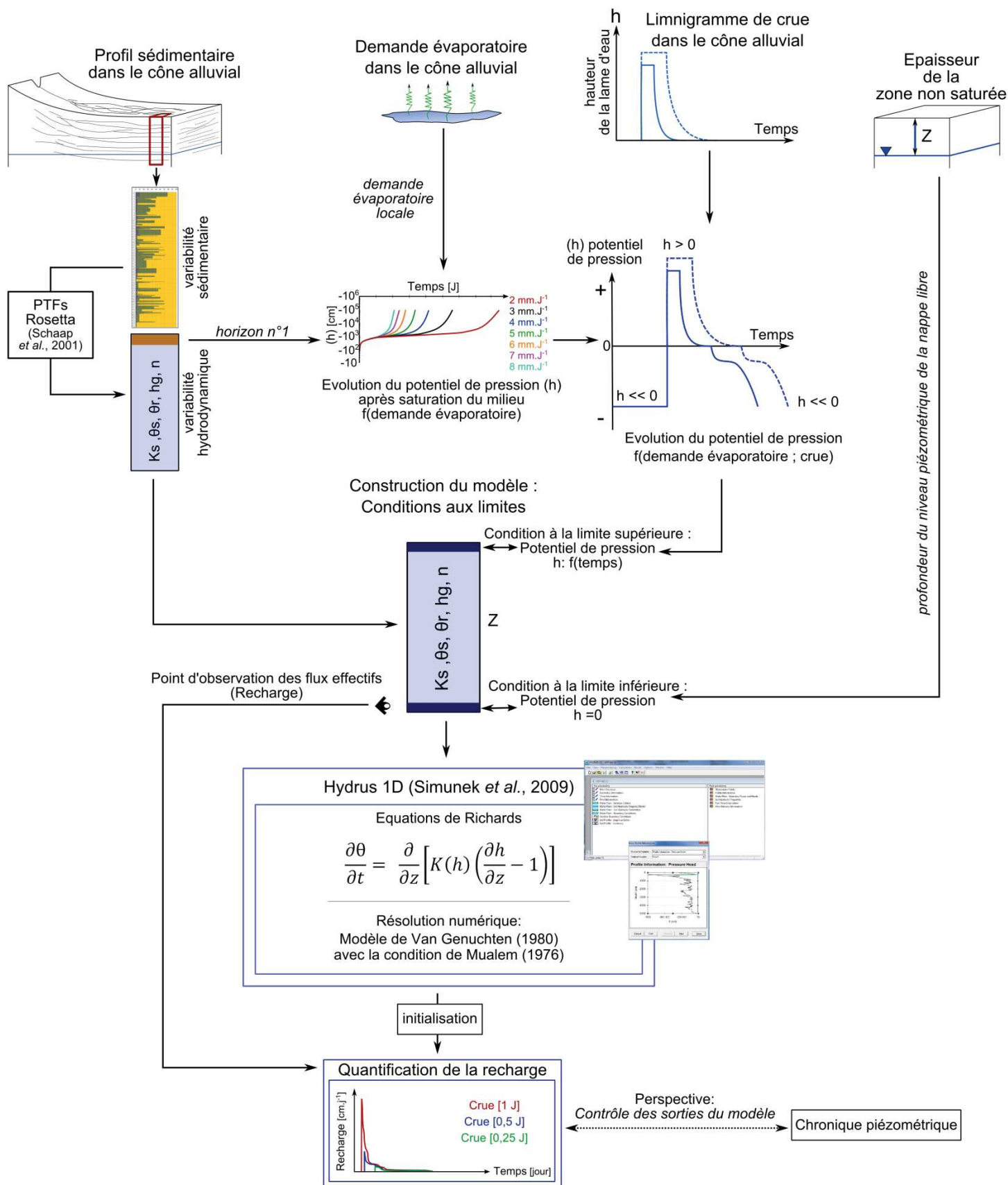


Figure IV. 1 : Méthodologie et protocole pour la modélisation des écoulements et de la recharge en zone non saturée au niveau des cônes alluviaux des régions arides.

1.2.1. Facteur sédimentaire contrôlant les propriétés hydrodynamiques de la zone non saturée

Dans les cônes alluviaux, la variabilité des dépôts sédimentaires est induite par l'évolution spatio-temporelle des processus sédimentaires qui contrôlent la formation de ces entités géomorphologiques, à l'image de l'évolution du réseau de drainage en surface après chaque crue (Miall, 1985 ; Orton et Reading, 1993 ; Collinson, 1996 ; Blair et McPherson, 2009). Ces séquences sédimentaires, induisant une variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques (conductivité hydraulique, porosité etc.), conduisent à la formation de zones non saturées plus ou moins complexes à travers desquelles les processus d'infiltration, de drainage en profondeur et de recharge ont lieu (Kruseman, 1997 ; Scanlon *et al.*, 1999). La variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques (i.e. paramètre de forme et paramètre d'échelle, Van Genuchten, 1980), et notamment des contrastes hydrodynamiques, va avoir un impact non négligeable dans la redistribution des potentiels de pression et des teneurs en eau au sein de la zone non saturée. (Hillel, 1974 ; Musy et Soutter, 1991 ; Hillel, 1998 ; Scanlon *et al.*, 1999 ; Haverkamp *et al.*, 1999 ; Haverkamp *et al.*, 2005 ; Goutaland, 2008 ; Wang *et al.*, 2009). Compte tenu de ces environnements (i.e. les cônes alluviaux), au sein desquels la variabilité des dépôts alluviaux va contribuer au contrôle de la recharge, il est important d'identifier l'échelle de travail pour laquelle des profils sédimentaires représentatifs (i.e. Volume Élémentaire Représentatif) de la complexité hydrodynamique de la zone non saturée permettront d'évaluer la recharge dans un compartiment donné du cône alluvial (Woods *et al.*, 1995 ; Haverkamp *et al.*, 1999).

1.2.2. Facteur hydrogéologique : épaisseur de la zone non saturée

Les processus de redistribution et de rééquilibrage des potentiels de pressions tendent à atténuer progressivement les gradients hydrauliques et donc l'intensité des flux pouvant contribuer à la recharge (Musy et Soutter, 1999 ; Scanlon *et al.*, 2003). Ces processus sont d'autant plus complexes, et l'impact sur les écoulements d'autant plus important que la zone non saturée considérée est hétérogène et épaisse. L'épaisseur significative de la zone non saturée d'un aquifère libre, pouvant atteindre plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres, va alors impacter la capacité de recharge d'un compartiment géomorphologique donné du cône alluvial.

1.2.3. Facteurs hydroclimatiques contrôlant l'infiltration : occurrence et durée des inondations

Dans les cônes alluviaux des régions arides, la variabilité spatio-temporelle des précipitations conditionne les apports contribuant à l'infiltration. Dans le cas des plaines alluviales hyper-arides, les apports de surface contribuant à l'infiltration proviennent majoritairement des épisodes de crues parfois à l'origine d'inondations importantes. Les propriétés d'une crue sont définies en fonction de l'hydrogramme de crue au sein de chaque compartiment géomorphologique du cône alluvial (apex, ravines, zone d'inter-drainage, plaine d'inondation). Cependant, tels que décrits précédemment, l'installation et le maintien de stations permettant de caractériser l'évolution du débit est laborieuse dans ce type d'environnement. Nous proposons par conséquent de classer une crue, au sein d'un compartiment géomorphologique donné, en fonction des deux paramètres suivants : la hauteur de la lame d'eau et la durée de la crue qui conditionne la durée de cette submersion. Si la présence de stations de jaugeage (correctement installées et bien entretenues) reste le meilleur moyen de caractériser une crue, l'utilisation des paramètres précédemment cités permet néanmoins d'estimer dans un premier temps la variabilité temporelle d'une lame d'eau (charge hydraulique ou potentiel de pression positif) établie en surface. Ces paramètres peuvent être acquis à partir de suivis hydrologiques continus (sonde de pression au niveau d'une ravine), de l'analyse topographique du cône alluvial ainsi que du repérage des laisses de crue. Dans les premiers horizons des dépôts alluviaux (d'épaisseurs centimétriques à métriques), la forte demande évaporatoire induit des forces de tension qui permettent, au travers de flux verticaux ascendants, une reprise évaporatoire effective importante. La teneur en eau des sédiments est alors fortement modifiée, ce qui entraîne une redistribution des potentiels de pression au sein de la zone non saturée (Scanlon, 1994 ; Coudrain-Ribstein *et al.*, 1998 ; Houston, 2009), raison pour laquelle la demande évaporatoire de la zone étudiée doit être précisément définie.

1.3. Etape 2 : Prise en compte de ces différents facteurs de contrôle pour la modélisation 1D des écoulements dans la zone non saturée

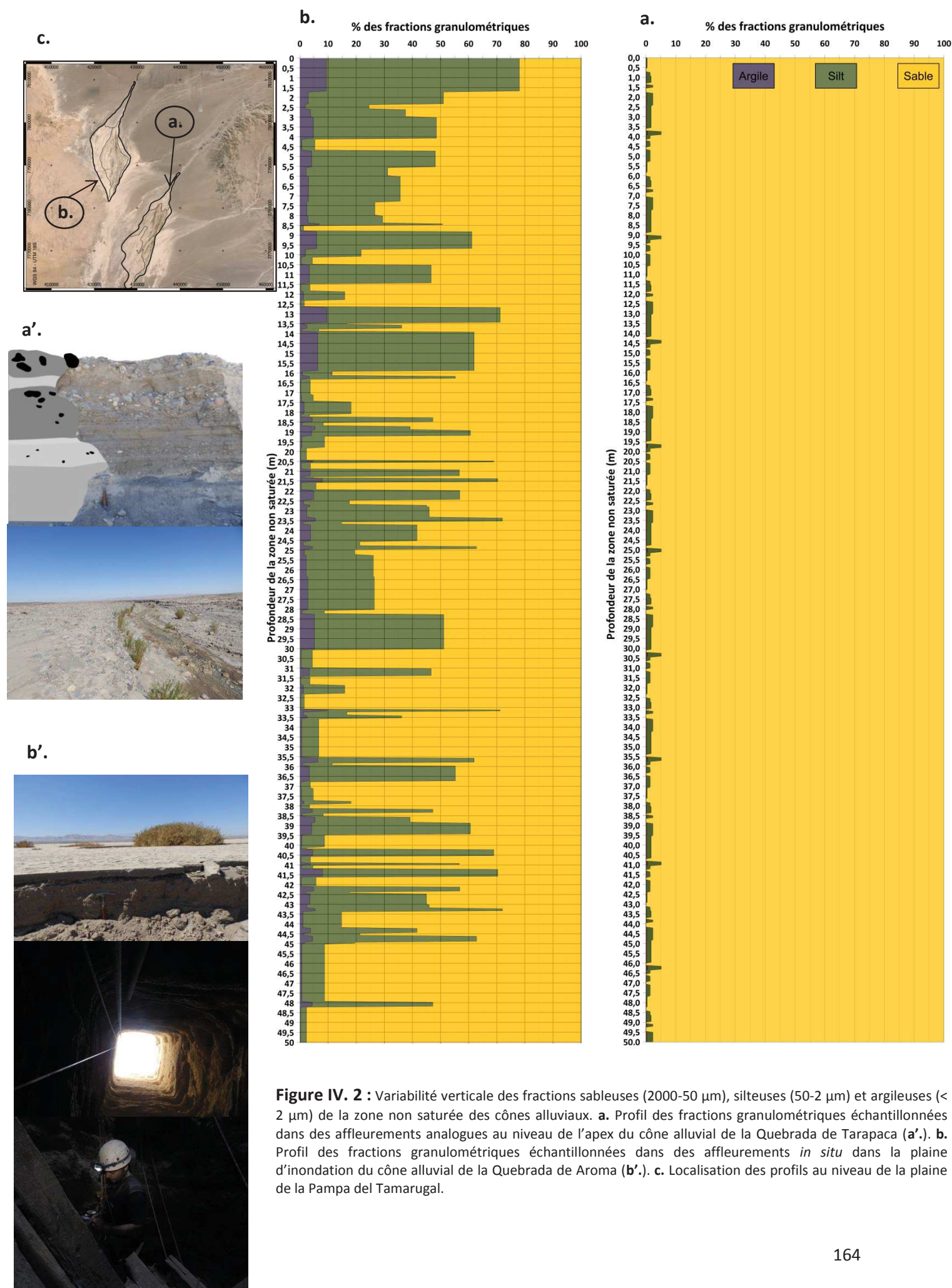
1.3.1. Prise en compte du facteur sédimentaire

Compte tenu de la complexité des dépôts sédimentaires au sein des cônes alluviaux, l'identification d'un profil sédimentaire représentatif de la complexité hydrodynamique est nécessaire. Dans le cadre de la plaine de la Pampa del Tamarugal, nous avons relevé deux profils caractéristiques de deux compartiments géomorphologiques antagonistes présents dans les cônes alluviaux. Le premier est situé au niveau de l'apex du cône alluvial où les écoulements de hautes énergies ont conduit à la formation de barres sédimentaires non triées composées de sables grossiers et de galets roulés. Le second est situé en aval du cône alluvial, au niveau des plaines d'inondation, où les écoulements lents conduisent à la formation d'alternance de couches centimétriques à décimétriques de sable et de silt.

Dans la zone non saturée, les flux sont portés par la partie fine (argile, silt, sable) des dépôts alluviaux. C'est pourquoi les échantillons prélevés dans chaque horizon ont été analysés par granulométrie laser afin de caractériser la distribution des fractions granulométrique de chacun de ces horizons sédimentaires. Ces profils ne sont pas des profils sédimentaires verticaux au sens lithologique du terme mais des profils représentatifs de la variabilité verticale des fractions sableuse (2000-50 μm), silteuse (50-2 μm) et argileuse (< 2 μm) de la zone non saturée (Figures IV.1 et IV.2).

Le profil représentatif de l'apex du cône alluvial a été réalisé à partir de l'étude de l'agencement de barres sédimentaires localisées dans les ravines de l'apex (Figure IV.2.a et IV.2.c). Cette étude a permis de reconstituer dans un premier temps une séquence reproductible d'environ 5 m d'épaisseur composé de différents horizons ($n = 7$) qui ont été par la suite dupliqués pour reconstituer l'épaisseur totale (50 m) de la zone non saturée (Figure IV.2.a). L'utilisation d'affleurements analogues aux dépôts souterrains inaccessibles a permis de s'affranchir de l'absence d'ouvrage tel que des forages carottés (Huggenberger et Aigner, 1999).

Le profil représentatif de la plaine d'inondation du cône alluvial a été réalisé, à partir du prélèvement in situ de chaque horizon sédimentaire ($n = 57$) au sein d'un puits de 30 m de profondeur (421000 m Est, 7793354 m Sud, UTM zone19K). Afin de fournir un profil qui illustre la variabilité sédimentaire sur l'épaisseur complète de zone non saturée (50 m), la partie inférieure du profil a été construite sur la base de l'alternance des dépôts des 30 premiers mètres échantillonnés (Figures IV.2.b et IV.2.c).



Dans le but de pouvoir utiliser l'information recueillie, au travers des profils réalisés dans les dépôts alluviaux (Figure IV.2), il est nécessaire de convertir cette information en paramètres hydrodynamiques permettant de contraindre le modèle d'écoulements au sein de la zone non saturée (Figure IV.1). L'utilisation de PTFs (PedoTransert Functions) permet de convertir des données aisément mesurables (texture, porosité, densité apparente sèche etc.) en paramètres hydrodynamiques (Schaap et Leij, 1998 ; Wang *et al.*, 2009). Elles sont notamment utilisées dans l'étude de la variabilité spatiale de la recharge à de grandes échelles (Wang *et al.*, 2009 ; Kurtzman et Scanlon 2011), ce qui est alors adapté avec le dimensionnement du Volume Élémentaire Représentatif utilisé dans le cadre de cette étude. Nous proposons ici d'utiliser le modèle Rosetta de Schaap *et al.* (2001) et son sous-modèle H2 qui utilise les pourcentages de fraction granulométrique (i.e. %argile, % silt, % sable) selon la classification de l'USDA (United States Department of Agriculture) (Figure IV.3). La conversion, au moyen de ces modèles, des profils granulométriques acquis sur le terrain (prélèvements sur des affleurements analogues ou in situ selon une verticale dans des puits) permet de définir l'évolution verticale 1D des paramètres hydrodynamiques utiles pour la modélisation des écoulements.

Echantillon		F-3	N-01
USDA Texture		Fine Sand	Silt Loam
%Clay	(0-2 μm)	0,13	9,43
%Silt	(2-50 μm)	0,34	68,64
%Sand	(50-2000 μm)	99,53	21,93
ROSETTA MODELE CSS% (H2)	Theta R [cm ³ /cm ³]	0,0507	0,0517
	Theta S [cm ³ /cm ³]	0,3766	0,4433
	Alpha [cm ⁻¹]	0,0345	0,0044
	hg [cm]	28,985507	227,2727
	n [-]	4,3247	1,7178
	Ks [cm/day]	1352,29	38,53
	Ks (m/s)	1,57E-04	4,46E-06

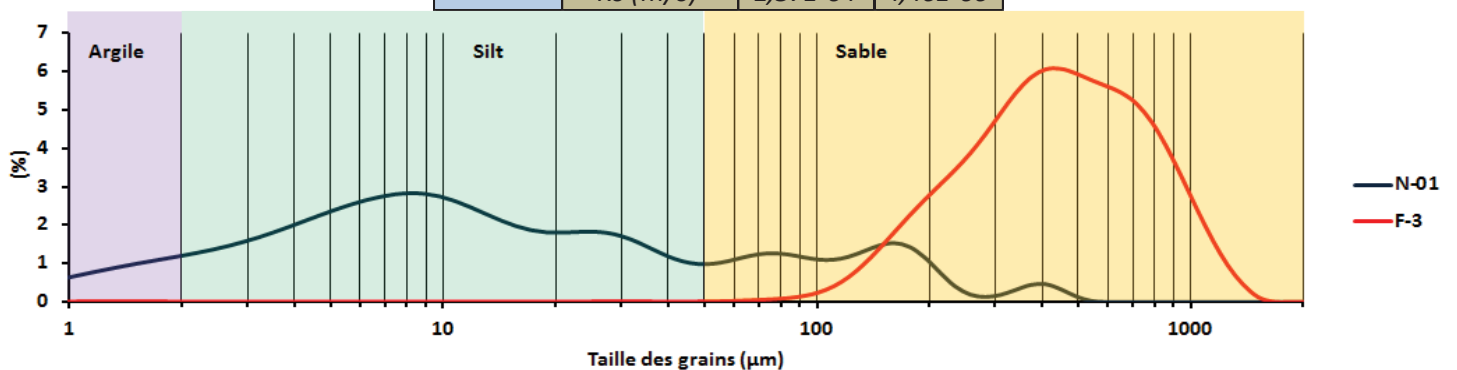


Figure IV. 3 : Application du modèle Rosetta (H2) (Schaap *et al.*, 2001), sur les échantillons F-3 et N-01 correspondant respectivement à l'horizon supérieur du profil granulométrique de l'apex (voir Figure IV.2.a) et du profil granulométrique de la plaine d'inondation l'apex (voir Figure IV.2.b), pour l'acquisition des paramètres hydrodynamiques du modèle de Van Genuchten (1980) à partir des fractions granulométriques principales.

1.3.2. Prise en compte de l'épaisseur de la zone non saturée (facteur hydrogéologique)

L'épaisseur de zone non saturée au sein d'une nappe libre est dépendante des conditions aux limites qui contrôlent la piézométrie de la nappe au niveau de la zone d'étude. Ce facteur hydrogéologique peut être estimé directement à partir d'un puits ou d'un forage ou bien à partir de méthodes indirectes (voir Chapitre II). L'interface entre le niveau piézométrique de la nappe libre et la zone non saturée, correspondant au dernier nœud du modèle (voir étape 3), est définie par un potentiel de pression nul constant dans le temps.

Pour la plaine d'inondation et l'apex des cônes alluviaux de la zone d'étude, la zone non saturée a été définie par une épaisseur de 50 m. Cette épaisseur est cohérente avec l'épaisseur de la zone non saturée au niveau des forages « JICA-D » et « JICA-C » (Chapitre II) utilisés pour estimer la recharge pouvant avoir lieu en aval des cônes alluviaux de la Quebrada de Tarapaca et de la Quebrada de Aroma, respectivement. Ils permettent d'établir une comparaison entre les flux effectifs estimés à 50 m de profondeur au niveau des plaines d'inondation et ceux estimés à 50 m au niveau de l'apex du cône alluvial. Cette dernière épaisseur n'est par contre pas représentative de la zone non saturée réelle au niveau du « Pozo de la Muerte » (i.e. 85 m), qui n'a été identifié que tardivement dans l'apex du cône alluvial de la Quebrada de Tarapaca.

1.3.3. Prise en compte des facteurs hydroclimatiques

Dans l'approche proposée, les facteurs hydroclimatiques contrôlant l'occurrence et la durée des inondations, ou encore l'évaporation qui gouverne la redistribution des potentiels de pression dans les premiers horizons du sol, vont être pris en compte dans l'horizon supérieur du modèle. Cet horizon noté « horizon n°1 » contient le premier nœud du modèle sur lequel la condition à la limite supérieure sera appliquée (voir étape 3). Il est donc nécessaire de caractériser l'impact de ces facteurs en fonction de la couche sédimentaire (définie par des propriétés hydrodynamiques) composant l'horizon n°1 du modèle (voir étape 3). Cette caractérisation est réalisée en deux temps à partir d'un modèle *secondaire* qui permet de définir l'évolution du potentiel de pression, utilisé ultérieurement dans le modèle pour la modélisation de la recharge (voir étape 3 ; Figure IV.1).

Dans un premiers temps, il s'agit d'évaluer suite à une crue l'évolution de la redistribution des potentiels de pression au sein de l'horizon supérieur (n°1) de chacun des profils réalisés (Figure IV.1). Lorsque l'épaisseur de la lame d'eau en surface est redevenue nulle, le potentiel de pression au premier nœud du modèle sera lui aussi nul (limite entre un état saturé et un état non saturé, Musy et Soutter, 1991 ; Haverkamp, 1999). Puis, la redistribution des potentiels dans le milieu non saturé sera contrôlée à la fois par les paramètres hydrodynamiques de l'horizon lui-même et par la demande évaporatoire depuis

la surface. Il est donc nécessaire de définir quelle sera l'évolution temporelle du potentiel de pression, sur le premier nœud du modèle à la suite d'une crue, à la fois en fonction du matériau poreux composant l'horizon n°1 et de la demande évaporatoire. Cette caractérisation est réalisée à partir d'un modèle *secondaire* sous Hydrus-1D (Šimůnek *et al.*, 2009), composé du même matériau poreux que l'horizon n°1. Ce modèle *secondaire* est dans un premier temps entièrement saturé en eau. Dans un second temps, le modèle *secondaire* est à la fois soumis à sa propre vidange (i.e. limite inférieure de drainage libre, « free drainage ») et à la demande évaporatoire en surface (i.e. limite supérieure atmosphérique, « atmospheric BC ») qui induisent une évolution du potentiel de pression, enregistré à l'interface modèle/atmosphère. Dans le cas de la zone d'étude, l'horizon n°1 caractéristique des profils représentatifs des plaines d'inondation et de l'apex est défini respectivement par un horizon de silt et de limon et par un horizon de sable fin (Figure IV.3). La phase de drainage de chacun de ces horizons, accompagnée d'une demande évaporatoire variable, permet de caractériser l'évolution du potentiel de pression (Figures IV.4.a et IV.4.b).

Dans un second temps, il s'agit de caractériser l'évolution du potentiel de pression au niveau de l'horizon supérieur (n°1) avant, durant et après la crue (Figure IV.1). Lorsque la lame d'eau arrive subitement, le potentiel de pression qui était négatif devient positif et tend vers la valeur de l'épaisseur de la lame d'eau inondée. Cette lame d'eau va alors varier selon le type de crue (classifiée en fonction de l'épaisseur de la lame d'eau et du temps durant lequel le débit de la crue alimente cette lame d'eau). Lorsque le débit de la crue ne permet plus d'alimenter le compartiment géomorphologique considéré du cône alluvial (apex ou plaine d'inondation), l'eau n'est plus présente en surface (à l'exception de locales zones dépressionnaires telles que des mares) et le drainage de l'horizon n°1 induit alors une redistribution des potentiels de pression. Cette phase est illustrée par l'évolution des potentiels qui ont été estimés précédemment en fonction du matériau poreux et de la demande évaporatoire présents en surface.

La limite supérieure (i.e. interface entre le niveau piézométrique de la nappe libre et la zone non saturée) correspondant au premier nœud du modèle principal (voir étape 3), est alors définie par un potentiel de pression variable dans le temps.

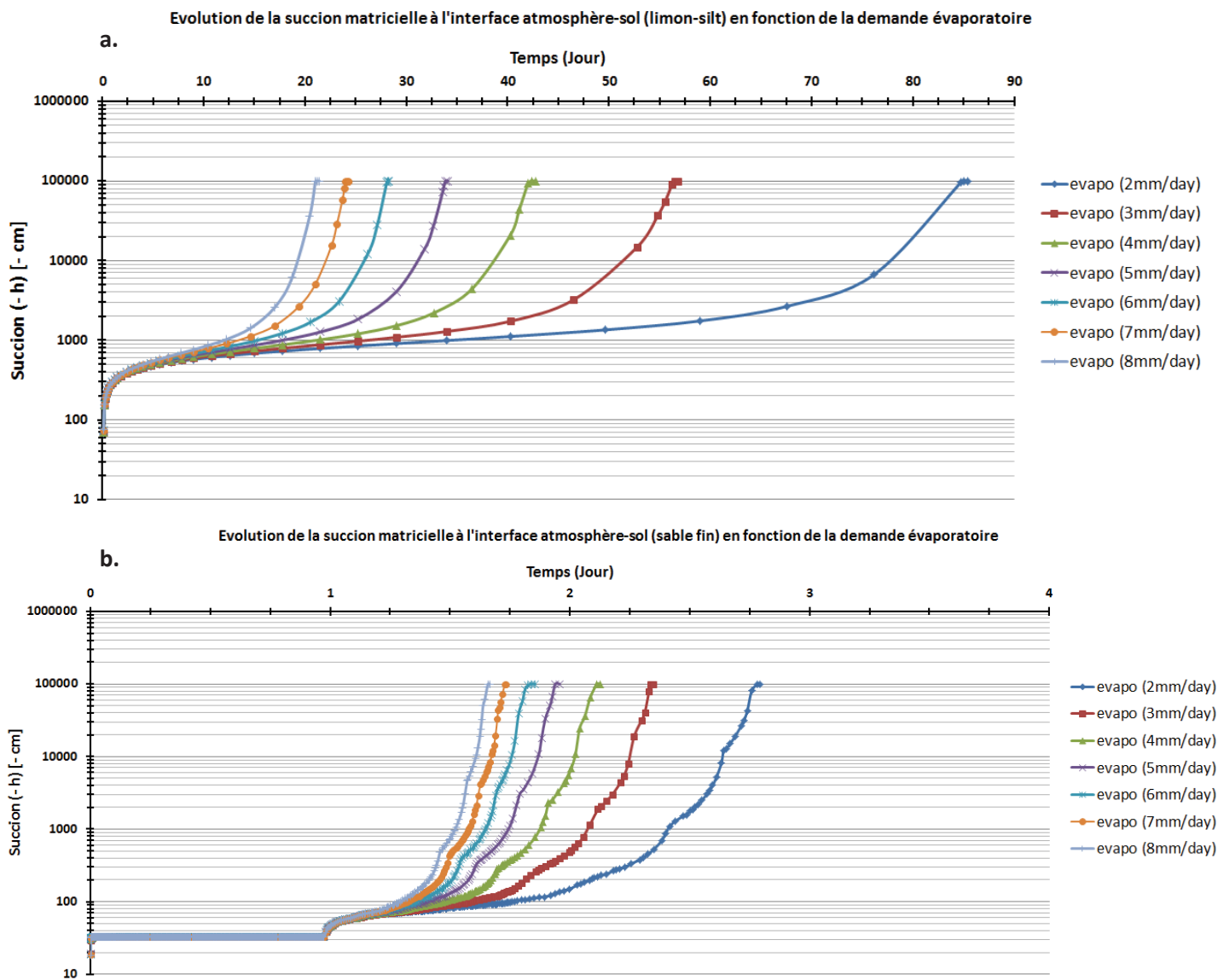


Figure IV. 4 : Evolution de la succion matricielle ($-h$ où h = potentiel de pression) d'un horizon de limon-silt (**a.**) et de sable fin (**b.**) situés en surface, selon différentes demandes évaporatoires, après avoir été saturés en eau.

1.4. Etape 3 : construction du modèle principal sous Hydrus 1D (Šimůnek *et al.*, 2009) pour l'évaluation de la recharge

La méthodologie proposée permet d'établir pas à pas les conditions aux limites du modèle permettant ici d'estimer la recharge selon des facteurs de contrôle sédimentaire, hydrogéologique et hydroclimatique de surface. La caractérisation de ces différents facteurs permet de décrire le modèle suivant (Figure IV.1).

Le profil de zone non saturée, représentatif de la variabilité sédimentaire d'un compartiment du cône alluvial, est composé de diverses couches dont les propriétés hydrodynamiques proviennent directement de la transposition de la variabilité sédimentaire du milieu étudié. Le profil est représentatif de l'épaisseur de zone non saturée depuis la surface jusqu'au niveau piézométrique de la nappe libre.

La condition à la limite supérieure est une condition de potentiel de pression variable dans le temps, qui illustre l'évolution temporelle d'une crue qui va modifier le potentiel de pression avant ($h < 0$), pendant ($h > 0$) et après la crue (phase de drainage, redistribution des potentiels ; $h < 0$). L'interface avec l'atmosphère permettra d'évaluer l'évolution temporelle de la reprise évaporatoire et de l'infiltration.

La condition à la limite inférieure est une condition de potentiel de pression constante dans le temps ($h = 0$) qui illustre l'interface entre le niveau piézométrique et la zone non saturée. Cette interface enregistrera les flux effectifs sortant du modèle (gain de la zone saturée), soit la recharge.

Sur la base du modèle précédemment décrit, nous proposons l'utilisation du logiciel Hydrus 1D (Šimůnek, *et al.*, 2009) qui permet de résoudre l'équation unidimensionnelle de Richards (Eq IV.1) à partir de divers modèles numériques tel que celui de Van Genuchten (1980), équations IV.2 et IV.3 sous la condition de Mualem (1976).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad \text{Eq IV. 1}$$

avec :

θ : teneur en eau [L^3/L^3] ; t : le temps [T] ; z : la coordonnée verticale [L] ; K : conductivité hydraulique [L/T] ; h : potentiel de pression [L]

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m} \quad \text{Eq IV.2}$$

$$\frac{K}{K_s} = \left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]^{\frac{1}{2}} \left[1 - \left\{ 1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} \right\}^m \right]^2 \quad \text{Eq IV.3}$$

avec :

θ : teneur en eau [L^3/L^3] ; θ_r : teneur en eau résiduelle [L^3/L^3] ; θ_s : teneur en eau à saturation [L^3/L^3] ; h : potentiel de pression [L] ; h_g : paramètre d'échelle de la pression de Van Genuchten [L] ; K : conductivité hydraulique [L/T] ; K_s : conductivité hydraulique à saturation [L/T] ; m : paramètre de forme de Van Genuchten où $m=1-1/n$

Avant de réaliser la modélisation numérique des écoulements induits par une crue en surface, il est important de réaliser une séquence d'initialisation du modèle qui tient compte des différents facteurs de contrôle du modèle. Cette séquence peut-être réalisée par une saturation complète du profil suivie d'une longue phase de drainage, durant laquelle les processus de redistribution des potentiels de pressions permettront au profil d'acquies un état initial proche des conditions naturelles ; contrairement à une valeur attribuée par défaut (Figure IV.5).

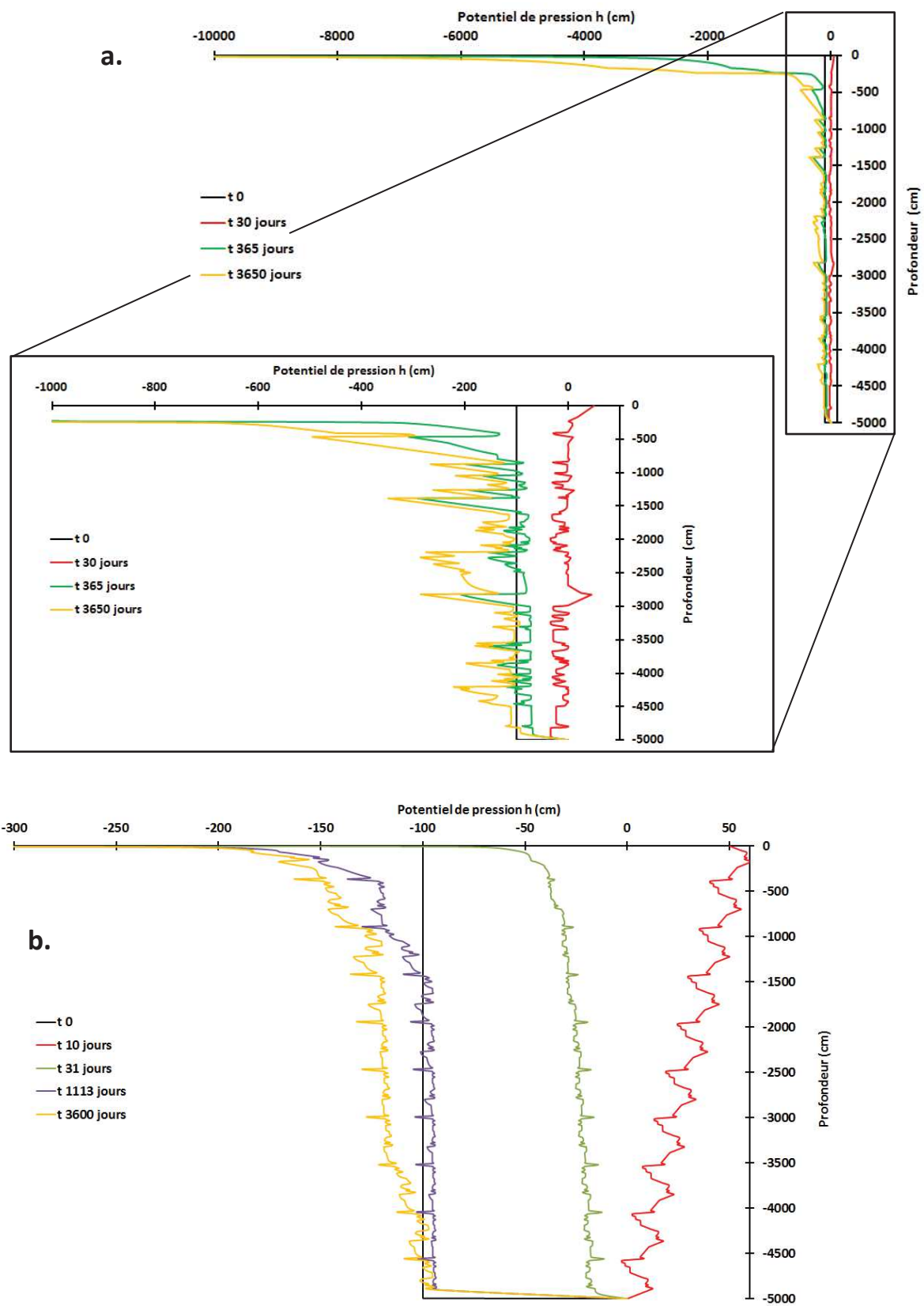


Figure IV. 5 : Phase d'initialisation des modèles représentatifs de la plaine d'inondation (a.) et de l'apex (b.) des cônes alluviaux.

1.5. Estimation de la recharge et premiers résultats obtenus au niveau des cônes alluviaux de la Quebrada de Tarapaca et de la Quebrada de Aroma

Sur la base de la méthodologie décrite précédemment, différents scénarios ont été réalisés sur les deux profils illustrant à la fois la zone non saturée de la plaine d'inondation située en aval du cône alluvial et la zone non saturée de l'apex située dans la partie supérieure du même cône alluvial. Afin d'observer le comportement des flux au sein des profils modélisés, des points d'observation ont été fixés à 10 et 20 m de profondeur sous la surface. La demande évaporatoire imposée est de 5 mm/jour, ce qui correspond aux valeurs basses de la zone d'étude (Lictevout *et al.*, 2013) et les crues sont caractérisées par une hauteur de lame d'eau de 10 cm, cohérente avec la morphologie observée du terrain, en particulier dans la plaine d'inondation.

Nous observons qu'une grande différence existe entre la recharge simulée au niveau de la plaine d'inondation (Figure IV.6) et celle simulée au niveau de l'apex du cône alluvial (Figure IV.7).

Au niveau de la plaine d'inondation (Figure IV.6.a), le modèle suggère qu'une crue ou une durée d'inondation d'au moins 4 jours est nécessaire pour induire une recharge de quelques millimètres durant l'année qui suit la crue. Comme les crues sont directement induites par des précipitations d'altitude intenses et limitées dans le temps, nous supposons que ce type d'évènement est peu fréquent. La quasi-absence de recharge dans cette plaine d'inondation est attribuée aux sédiments peu perméables, présents dès la surface, qui limitent l'infiltration profonde et favorise la reprise évaporatoire. De plus, les alternances entre dépôts sableux et silteux induisent de nombreuses barrières capillaires qui diminuent elles aussi le drainage en profondeur (Hillel, 1974). Ces faibles valeurs de flux sont en accord avec les recharges moyennes annuelles ($\approx \text{mm.an}^{-1}$) généralement observées dans ce type d'environnement géomorphologique (Scanlon *et al.*, 1999 ; Scanlon *et al.*, 2006). Nous observons qu'entre les points d'observation situés à 10 m de profondeur (Figure IV.6.b), 20 m de profondeur (Figure IV.6.c) ainsi qu'à 50 m de profondeur (Figure IV.6.a) au niveau de la surface de la nappe libre, la zone non saturée impacte significativement les flux : l'arrivée du signal est en effet retardée et l'intensité atténuée, ce qui a pour conséquence une diminution du volume cumulé arrivant à une profondeur donnée. Ce processus d'amortissement du flux en fonction de la profondeur (Scanlon *et al.*, 2003) joue un rôle significatif dont il faut tenir compte pour l'estimation de la recharge.

Au niveau de l'apex du cône alluvial (Figure IV.7.a), contrairement à la plaine d'inondation, le modèle suggère que des flux significatifs permettent la recharge de l'aquifère. Le cumul rechargé sur l'année est respectivement de 1360 cm.an^{-1} , 778 cm.an^{-1} et

de 481 cm.an^{-1} pour des crues de 24h, 12h et de 6h. Ces flux relativement importants résultent : (i) de la capacité d'infiltration importante des sables dans les ravines permettant aux eaux de surface de s'infiltrer en profondeur sous la limite de reprise évaporatoire et (ii) de la continuité des horizons sableux perméables depuis la surface topographique jusqu'à la surface de la nappe située à 50 m de profondeur. Ces valeurs élevées, en accord avec celles estimées dans des travaux antérieurs (Constantz et Thomas, 1996 ; Izbicki, 2002 ; Scanlon *et al.*, 2006 ; Flint L.E. et Flint A.L, 2007), confirment que l'apex est le compartiment géomorphologique du cône alluvial où se localise préférentiellement la recharge, définie ici par unité de surface (Kruseman, 1997). Ces résultats sont en accord avec ceux acquis dans les chapitres II et III (i.e. observation de la recharge lors de l'investigation par caméra en forage dans le « Pozo de la Muerte » ; anomalie de résistivité causée par la lixiviation des ions ; zone d'infiltration préférentielle des écoulements de surfaces ; correspondance $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, ^{14}C et $\delta^{18}\text{O}$ entre les eaux de surfaces et les eaux du « Pozo de la Muerte »). Nous observons qu'entre les points d'observation situés à 10 m de profondeur (Figure IV.7.b), 20 m de profondeur (Figure IV.7.c) ainsi qu'à 50 m de profondeur (Figure IV.7.a) au niveau de la surface modélisée de la nappe libre, les mêmes processus de retard et d'amortissement des flux, que ceux décrits pour la plaine d'inondation, existent. Ils jouent ici aussi un rôle prépondérant dans l'estimation de la recharge.

La plaine d'inondation étant localisée à l'aval de l'apex, elle est *a priori* moins souvent sujette à des phases d'inondation que l'apex du cône alluvial, ce qui impacte alors la fréquence d'occurrence des crues dans ces deux compartiments et donc la recharge. Il est alors important de tenir compte de la localisation du compartiment géomorphologique étudié, en particulier lorsque la modélisation de la recharge porte sur des chroniques de crues pluriannuelles.

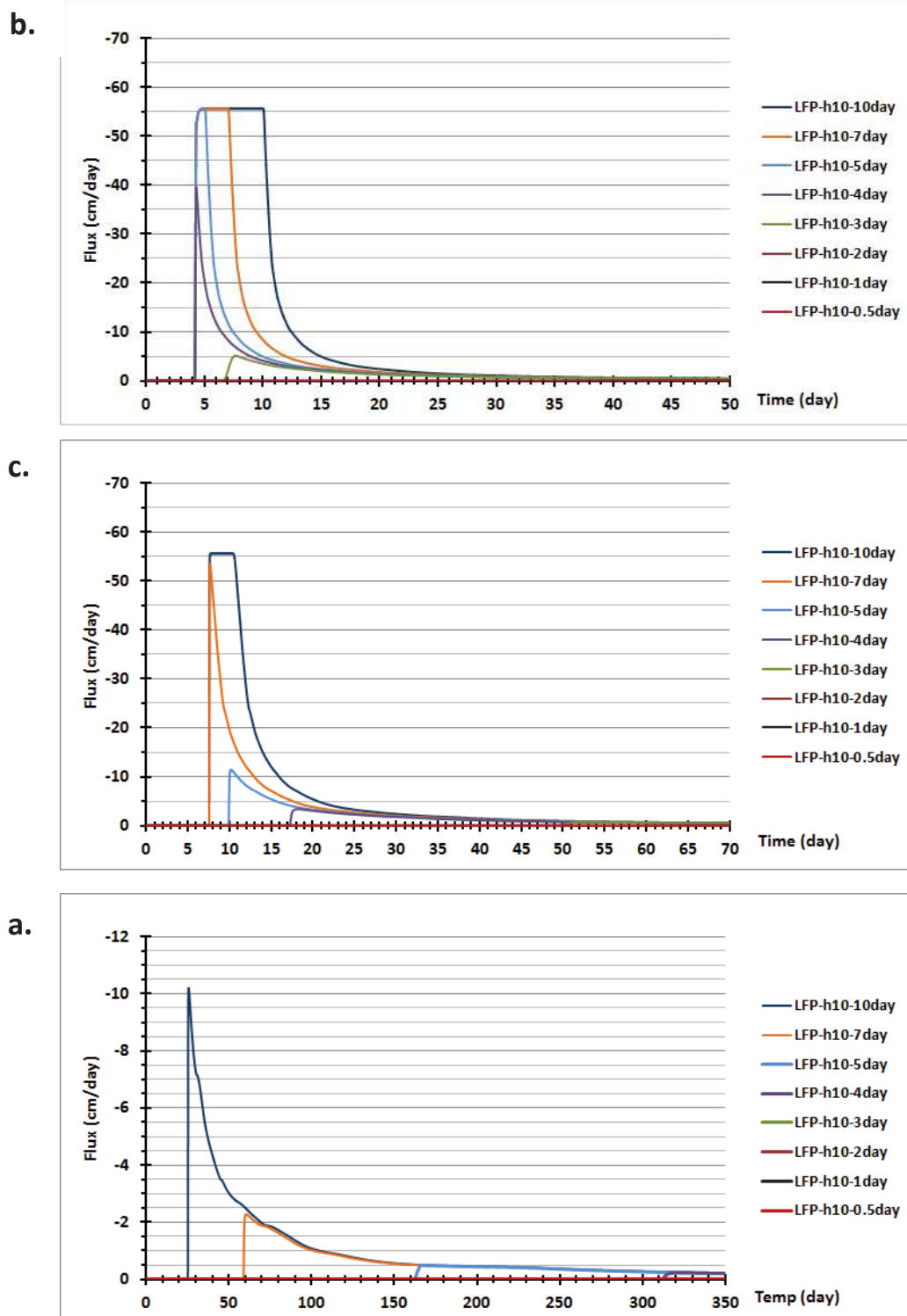


Figure IV. 6 : Modélisation des flux en zone non saturée pour le modèle du profil représentatif de la plaine d'inondation du cône alluvial, selon plusieurs durées de crue simulée (0,5 jour à 10 jours) et pour une lame d'eau en surface de 10 cm **a.** à 50 m (niveau piézométrique de la nappe libre ; flux représentatif de la recharge); **b.** à 10 m ; **c.** à 20 m.

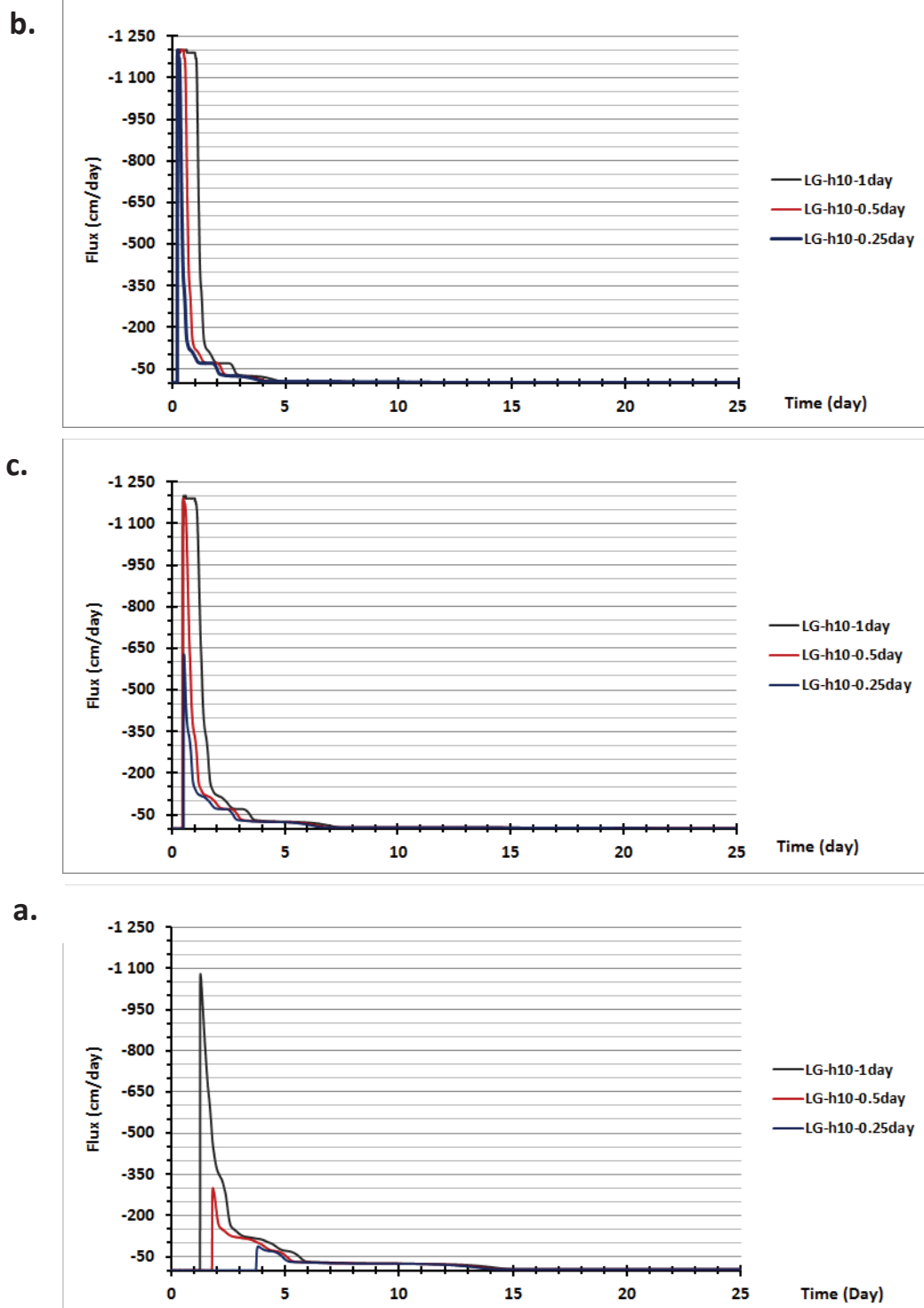


Figure IV. 7 : Modélisation des flux en zone non saturée pour le modèle du profil représentatif de l'apex du cône alluvial, selon plusieurs durées de crue simulée (0,25 jour à 1 journée) et pour une lame d'eau en surface de 10 cm **a.** à 50 m (niveau piézométrique de la nappe libre ; flux représentatif de la recharge); **b.** à 10 m ; **c.** à 20 m.

Conclusion et perspective

La modélisation des écoulements au sein de la zone non saturée, à l'aide du logiciel Hydrus-1D (Šimůnek *et al.*, 2009), a permis à la fois de tester l'influence de différents facteurs de contrôle (i.e. sédimentaire, hydrogéologique et hydroclimatique) et de différentes conditions à la limite sur la recharge potentielle au sein des cônes alluviaux de la plaine de la Pampa del Tamarugal (Figure IV.1). Cette approche a permis d'apprécier la différence des recharges potentielles entre deux compartiments géomorphologiques, antagonistes de par les processus sédimentaires à l'origine de leur formation (apex vs plaine d'inondation).

Afin de préciser la recharge estimée au niveau des divers compartiments des cônes alluviaux à partir de cette méthodologie, nous suggérons :

- de poursuivre les tests de sensibilité réalisés jusqu'à présent et de les complexifier en faisant varier la demande évaporatoire, l'épaisseur de zone non saturée, la durée et l'occurrence des inondations (durée de la crue et hauteur de lame d'eau).
- de mettre en place cette méthodologie sur un bassin versant jaugé où existent des chroniques piézométriques ainsi que des logs sédimentaires fiables.

La mise en place systématique de cette méthodologie devrait permettre de faire ressortir des éléments originaux, à l'image d'un schéma de fonctionnement de la recharge, permettant de caractériser la gamme de recharge potentielle au sein de chaque compartiment géomorphologique du cône alluvial, en fonction de l'occurrence et de la durée des crues mais également du degré d'aridité de la zone étudiée.

2. Quantification analytique de la recharge à partir des chroniques piézométriques

La variabilité spatiale des niveaux piézométriques permet d'évaluer les écoulements souterrains de l'aquifère ou encore d'estimer les flux entrants, soit la recharge. Cette estimation, souvent réalisée à partir de modèles déterministes repose sur une vision statique (régime permanent) de l'état de l'aquifère. C'est pourquoi le suivi en continu des niveaux piézométriques, dans des zones géomorphologiquement et hydrogéologiquement différentes, permet de caractériser le comportement de l'aquifère en réponse à un changement des conditions aux limites telle que la recharge ou la vidange de la nappe.

2.1. Méthode WTF (Water-Table Fluctuations)

Les variations piézométriques d'un aquifère libre sont communément utilisées pour déterminer la recharge de la nappe, gain effectif de la zone saturée, induit par une perturbation hydrologique de sub-surface, tel qu'un événement de précipitation ou encore une crue. L'analyse des fluctuations des niveaux piézométriques, dite méthode WTF (Water-Table Fluctuations), est définie par l'équation suivante (Eq.IV.4) :

$$R = \frac{Sy * \Delta H}{\Delta t} \quad \text{Eq. IV.4}$$

Avec

R : Recharge effective [L/T]

Sy : Coefficient d'emmagasinement [-]

ΔH : différence de charge entre le pic de la chronique piézométrique et le point extrapolé de la courbe de récession au temps « t » du pic (voire Figure IV.9.b) [L]

Δt : durée entre le temps « t » du début de l'élévation et le temps « t » du pic [T]

Cette méthode, appliquée dès les années 20 par Meinzer (1923) et Meinzer et Stearns (1929), permet une estimation rapide de la recharge d'un aquifère libre. La méthode WTF est d'autant plus accessible qu'elle peut être représentative d'une surface importante au pourtour du forage (plusieurs centaines ou milliers de m²) ; mais surtout, elle ne nécessite pas de compréhension particulière des processus d'écoulement au sein de la zone non saturée (Healy et Scanlon, 2010). Toutefois, l'estimation de la recharge d'un bassin versant, à partir d'un nombre limité de points de mesure, doit tenir compte de la diversité géologique, géomorphologique et d'occupation du sol qui peut exister au sein d'un même bassin versant (Lee et *al.*, 2005). Dans le cas d'une zone d'étude ayant une faible densité de points d'observation, il est nécessaire d'identifier des environnements représentatifs des diverses zones de recharge qui existent au niveau de l'aquifère étudié. De plus, la fluctuation des niveaux piézométriques est supposée induite par un événement ponctuel, tel qu'un épisode pluvieux ou une crue, et non pas par une recharge permanente de l'aquifère (Healy

et Scanlon, 2010). La méthode WTF est alors utilisée afin d'estimer la recharge d'un aquifère pour un événement donné et préalablement identifié.

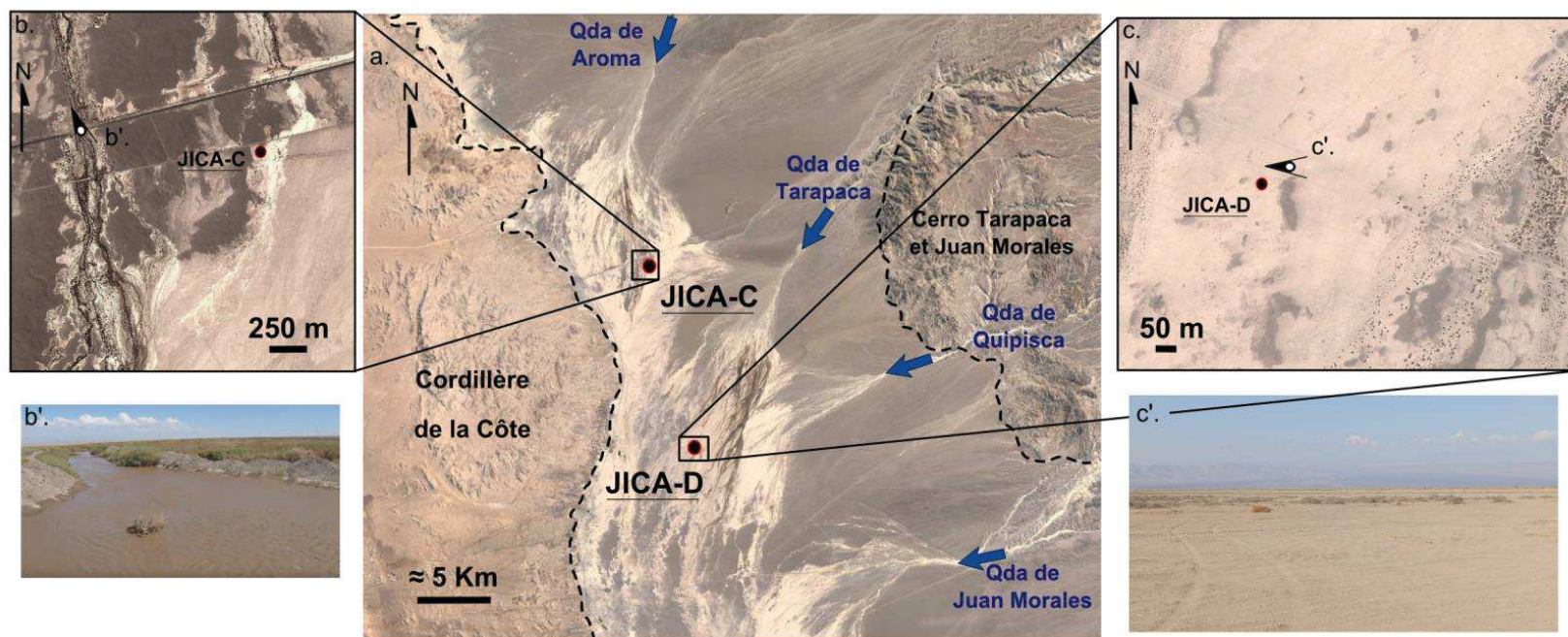


Figure IV. 8 : Localisation et contexte géomorphologique des forages « JICA-C » et « JICA-D ». **a.** Localisation des forages dans les cônes alluviaux des quebradas de Aroma et Tarapaca. Les flèches bleues indiquent les apex des cônes alluviaux des diverses quebradas. **b.** Localisation du forage « JICA-C » au niveau du réseau de drainage de la Quebrada de Aroma, parfois impacté par des crues, telle que celle du 11 février 2011 (**b'**. Ajata, 2011, <https://www.youtube.com/watch?v=9te7QVhy5y4> ; vue le 28 octobre 2016). **c.** Localisation du forage « JICA-D » dans la plaine d'inondation de la Quebrada de Tarapaca (**c'**).

2.2. Chronique piézométrique et impact de la géomorphologie sur la recharge

Dans le bassin de la Pampa del Tamarugal, la période estivale (décembre à mars) est propice aux précipitations d'altitude dans la partie haute du Piedmont et dans la Précordillère ce qui engendre à la fois une augmentation des débits des cours d'eau et parfois des inondations aux niveaux des cônes alluviaux en aval. Dans la zone d'étude, certains forages suivis par la DGA (Dirección de General de Aguas) ont permis d'évaluer le comportement de l'aquifère en réponse aux événements de crue. Durant les mois de janvier et de février 2000, marqués par un épisode La Niña, des épisodes pluvieux ont impacté l'ensemble des haut reliefs de la zone d'étude, ce qui a engendré des crues significatives, à l'image des débits enregistrés dans la Quebrada de Tarapaca à la station Mina San-Juan (Figure IV.9.a; Chaffaut, 1998 ; Houston, 2006 ; Viguié, 2013, Pelé, 2016). Sur la base de l'évolution piézométrique des forages « JICA-C » et « JICA-D », représentatifs d'environnements géomorphologiques différents (Figure IV.8.a), nous proposons d'évaluer le comportement de l'aquifère de l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal en réponse à la crue de l'année 2000.

2.2.1. Fluctuation et événement de recharge dans la partie basse du cône alluvial : forage « JICA-C »

Le forage « JICA-C » est situé dans la partie basse du cône alluvial de la Quebrada de Aroma à proximité d'une des ravines principales du cône alluvial (Figure IV.8.a et IV.8.). Cette ravine concentre les écoulements de surface lors des événements de crue, à l'image de la crue de 2011 (Figure IV.8.b'). Lors de crues importantes, l'ensemble du cône alluvial peut se retrouver inondé et des réseaux de drainage secondaire, comme celui où est situé le forage « JICA-C », vont alors permettre à l'eau de circuler et potentiellement de s'infiltrer. La chronique piézométrique du forage « JICA-C », indique une récession de $-0,11 \text{ m.an}^{-1}$ entre mars 1998 et février 2000 (Figure IV.9.b). Sur la base de la formule Eq.IV.4, il est possible d'estimer une vidange (évapotranspiration et prélèvements anthropiques) entre 11 et 28 mm.an^{-1} . Entre le 14 février et le 18 avril 2000 (65 jours), le niveau piézométrique affiche une remontée (+ 0,86 m) qui semble être due à un événement de recharge significatif. En raison de l'absence de données sur les débits de la Quebrada de Aroma, il n'est pas rigoureux de vouloir faire correspondre la période de remontée du niveau piézométrique avec les dates exactes de la crue enregistrée dans la Quebrada de Tarapaca à Mina San-Juan. Néanmoins, nous pouvons affirmer qu'un épisode de crue a bien impacté le réseau de drainage à proximité (ou au niveau du forage) « JICA-C ». En considérant un coefficient d'emménagement S_y en accord avec le milieu sédimentaire du forage « JICA-C » (i.e. S_y compris en 0,1 et 0,25 ; Johnson, 1967), et une durée de montée en crue $\Delta t = 65$ jours, cet épisode de crue aurait induit au niveau de la partie basse du cône alluvial de la

Quebrada de Aroma une recharge effective estimée entre 1,3 et 3,3 mm.jour⁻¹. Près d'un an après, l'effet de cet épisode de crue sur la piézométrie est toujours visible (+ 0,36 m). En considérant cette variation de la piézométrie ainsi qu'une durée de montée en crue $\Delta t = 357$ jours (Figure IV.9.b), alors la recharge serait comprise entre 0,1 et 0,25 mm.jour⁻¹ (ou 37 et 93 mm.an⁻¹). Ces flux effectifs atteignant la nappe (recharge de l'aquifère) sont cohérents avec les données de la littérature qui décrivent les zones de ravines, comme des zones de recharge importante pouvant atteindre plusieurs dizaines de mm.an⁻¹ (Kruseman, 1997 ; Leduc *et al.*, 1997 ; Scanlon *et al.*, 1999 ; Massuel *et al.*, 2006 ; Scanlon *et al.*, 2006 ; Descroix *et al.*, 2012).

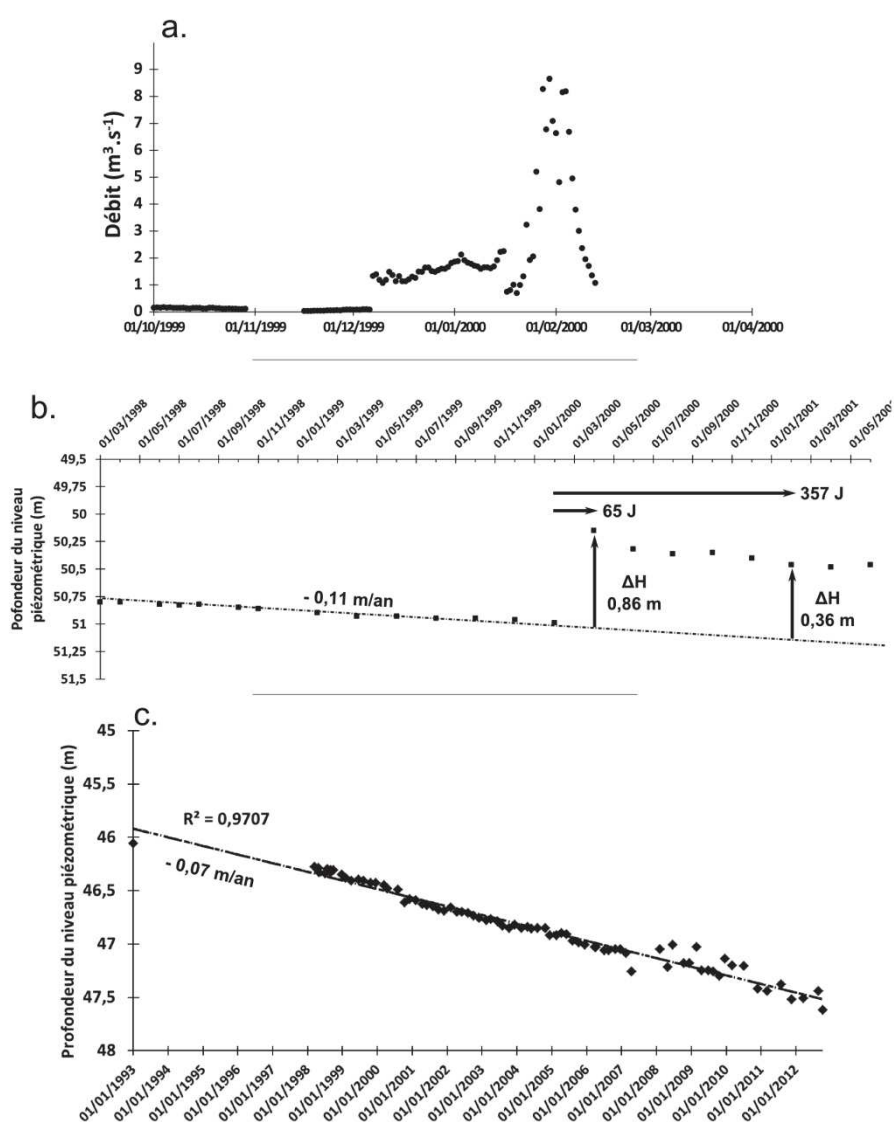


Figure IV. 9 : Chroniques hydro(géo)logiques : **a.** du débit à la station Mina San-Juan dans la Quebrada de Tarapaca ; **b.** Chronique piézométrique du « JICA-C » et évènement de recharge de l'an 2000 ; **c.** Récession piézométrique dans le forage « JICA-D ».

2.2.2. Récession et absence de recharge en aval des cônes alluviaux : forage « JICA-D »

Le forage « JICA-D » est situé dans une plaine d'inondation en aval du cône alluvial de la Quebrada de Tarapaca, rarement sujette aux inondations en raison de son éloignement de tout réseau de drainage important (Figure IV.8.a, IV.8.c et IV.8.c').

La chronique piézométrique du forage « JICA-D » affiche une récession bien marquée de $-0,07 \text{ m.an}^{-1}$ (Figure IV.9.c) depuis les années 90. Sur la base de la formule Eq.IV.4, il est possible d'estimer une vidange (évapotranspiration au niveau des salars en aval et prélèvements anthropiques) entre 7 et $17,5 \text{ mm.an}^{-1}$. L'apparente dispersion des niveaux piézométriques à partir de l'année 2007 est attribuée à des problèmes de mesure (mesures manuelles et ponctuelles, changement d'opérateur) plutôt qu'à des réponses de l'aquifère induites par des changements hydrologiques en sub-surface. Sur ce forage « JICA-D », la crue de l'année 2000 ne semble pas avoir eu d'impact sur les niveaux piézométriques. Cette absence de fluctuation piézométrique peut être expliquée par l'absence de flux atteignant la nappe. Cependant, l'absence d'oscillations piézométriques rapides pouvant être imputées à une recharge événementielle ne signifie pas qu'aucune recharge n'existe au droit de ce point. En effet, si la recharge diffuse reste inférieure à la vidange de l'aquifère, alors la réponse de la nappe aux gains induits par une recharge faible n'est pas perceptible (Healy et Scanlon, 2010). L'absence ou la faible quantité de flux effectifs atteignant la nappe (recharge de l'aquifère) au niveau des plaines d'inondation, situées en aval du cône alluvial, semble ici cohérente avec les faibles recharges modélisées au niveau de la plaine d'inondation (Section 1) ainsi que celles décrites dans la littérature (de l'ordre du mm.an^{-1} ou inférieures au mm.an^{-1} ; Kruseman, 1997 ; Scanlon *et al.*, 1999 ; Scanlon *et al.*, 2006).

Synthèse

L'analyse du comportement de l'aquifère, en réponse à la crue de l'an 2000 (Figure IV.9.a), a permis de mettre en évidence un contrôle de l'environnement géomorphologique des cônes alluviaux sur la recharge. Les zones de ravines (réseau de drainage) composées principalement de sable fin et de sable grossier sont favorables à des infiltrations rapides sous la profondeur de reprise évaporatoire, alors que les plaines d'inondation situées en aval du cône alluvial et composées principalement d'alternance de couches de limon-silt et de sable fins limitent l'infiltration profonde et favorisent l'évaporation. Ces zones de recharge peuvent donc favoriser ou limiter l'infiltration profonde en fonction de leurs caractéristiques géomorphologiques. Néanmoins, la lame d'eau infiltrée dépend des propriétés de la crue (volume, durée) qui impacte ces différentes zones, ce qui est en partie contrôlé par la variabilité hydroclimatique pluriannuelle, telles que les variations de l'ENSO.

Afin d'estimer la recharge de l'aquifère, dans des zones géomorphologiquement distinctes, en réponse à la variabilité hydroclimatique pluriannuelle du Nord du Chili : il est primordial d'entretenir les différents forages qui existent au niveau de la plaine de la Pampa

del Tamarugal et de les suivre de façon régulière dans le temps (manuellement ou en continu au moyen de sondes spécifiques).

Conclusion du Chapitre IV

Dans ce chapitre nous avons voulu mettre en évidence le rôle prépondérant des divers compartiments géomorphologiques, composant les cônes alluviaux de la plaine de la Pampa del Tamarugal, sur la recharge de l'aquifère induite par des inondations.

A travers la présentation d'une approche exploratoire, utilisée pour quantifier la recharge de l'aquifère induite par un épisode de crue, la modélisation des écoulements au sein de la zone non saturée a permis à la fois de tester l'influence de différents facteurs de contrôle (sédimentaire, hydrogéologique et hydroclimatique) et de différentes conditions à la limite sur la recharge potentielle existant aux niveaux des cônes alluviaux de la plaine de la Pampa del Tamarugal. L'utilisation de cette méthodologie a fourni des estimations de la recharge, induite par un épisode de crue, au niveau de deux compartiments géomorphologiques distincts, tels que l'apex du cône alluvial localisé en amont et les plaines d'inondations situées en aval, où les recharges estimées sont respectivement de l'ordre de plusieurs centaines de cm.an^{-1} et inférieures ou égales au mm.an^{-1} .

A travers l'analyse analytique des chroniques piézométriques disponibles, la recharge de l'aquifère associée à la crue de l'an 2000 a permis de valider l'importance de la discrétisation des cônes alluviaux, en compartiments géomorphologiques distincts, pour l'estimation de la recharge. Les recharges estimées, à partir de la crue de l'an 2000, sont de l'ordre de dizaines de mm.an^{-1} au niveau des ravines localisées dans la partie basse du cône alluvial tandis qu'elles sont nulles ou inférieures au mm.an^{-1} au niveau des plaines d'inondations.

Recharge potentielle induite par un évènement de crue :

- Apex du cône alluvial : $\approx 100^{\text{aines}} \text{ cm.an}^{-1}$
- Ravine de la partie centrale du cône alluvial : $\approx 10^{\text{aines}} \text{ mm.an}^{-1}$
- Plaine d'inondation à la périphérie ou en aval du cône alluvial : $\leq \text{mm.an}^{-1}$

Dans le but d'estimer la recharge de l'aquifère, dans des zones géomorphologiquement distinctes, en réponse à la variabilité hydroclimatique pluriannuelle du Nord du Chili, il est primordial d'entretenir les différents ouvrages hydrologiques (stations de jaugeage) et hydrogéologiques (forages) ainsi que d'automatiser la mesure à une fréquence appropriée. En effet, en l'absence de mesures de qualité, la modélisation ou encore l'analyse analytique des données hydrogéologiques ne permettra pas de fournir une estimation fiable de la recharge qui est pourtant nécessaire à la compréhension et à la bonne gestion de la ressource en eau.



El Condor pasa...

Conclusion générale

Dans le Nord du Chili, la zone de piedmont joue le rôle de transition géomorphologique et hydroclimatique entre les hauts reliefs de la Précordillère (4500 m a.s.l) et la plaine de la Pampa del Tamarugal (1000 m a.s.l) située en aval. En raison du contexte hyper-aride du bassin endoréique de la Pampa del Tamarugal, la zone de piedmont est une entité géomorphologique particulière qui joue un rôle hydrogéologique essentiel dans la circulation des eaux souterraines depuis la Précordillère (zone de précipitation) jusqu'à la plaine où les précipitations moyennes annuelles sont inférieures à 10 mm.an^{-1} . L'étude de la partie nord du bassin de la Pampa del Tamarugal, et notamment de son aquifère régional du même nom, a permis à travers une approche multidisciplinaire de caractériser les facteurs de contrôle de la recharge et des circulations souterraines qui alimentent les aquifères en zones de piedmont aride et hyperaride, tel que l'Aquifère de la Pampa del Tamarugal.

L'étude géologique et géomorphologique de la plaine de la Pampa del Tamarugal et du Piedmont Andin, entre $19,5^{\circ}\text{S}$ et 20°S , a permis de fournir la première carte géologique de la couverture fin-cénozoïque recouvrant (la carte) l'ensemble de la zone d'étude. Un modèle illustrant l'évolution des directions d'écoulements alluviaux depuis l'Oligocène jusqu'à aujourd'hui a été déduit de cette étude. A travers cette caractérisation, il a été mis en évidence que le relief du substratum, en partie modelé par les structures tectoniques et lithologiques, joue un rôle significatif dans l'organisation spatiale des dépôts alluviaux de la couverture. L'évolution de la couverture fin-cénozoïque a été contrainte par la morphologie du substratum qui contrôle aujourd'hui les circulations d'eau souterraine depuis les zones de précipitation jusqu'à l'aquifère en aval, à l'image des paléo-vallées (axes de circulations régionales) et des barrières sédimentaires du substratum (limite à flux nul).

Sur la base de l'analyse de sondages de TDEM (mesures de résistivité) et de l'identification d'un contraste bien défini entre une zone non saturée sèche et une zone saturée possédant une eau très minéralisée, l'étude hydrogéophysique et hydrogéologique a permis dans un premier temps de caractériser l'évolution spatiale du niveau piézométrique de l'aquifère. L'étude de la piézométrie (nouvellement acquise) a permis dans un premier temps de redéfinir la limite orientale de l'aquifère, conduisant à augmenter significativement la taille de l'aquifère stratégique (i.e. augmentation de la ressource), et dans un deuxième temps de redéfinir les conditions aux limites de l'aquifère. A partir de ces résultats et de l'identification des zones de recharge, associée à des mesures hydrologiques de surface cohérentes avec celles acquises par sondages géophysiques, deux modèles conceptuels de fonctionnement, transposables à des bassins similaires et discrétisés selon la géométrie des formations aquifères du piedmont, ont pu être développés.

L'étude géochimique, isotopique et des gaz dissous ont fourni de nombreux éléments qui ont permis de préciser à la fois les circulations des eaux souterraines et l'origine de ces eaux. Si l'aquifère de la Pampa del Tamarugal est la principale ressource en eau régionale, de nombreuses sources présentes dans le piedmont sont captées et servent à l'alimentation en eau potable. Sur la base des circulations des eaux souterraines dans le piedmont, préalablement définies, l'apport de la géochimie a permis d'évaluer dans un premier temps les chemins préférentiels de ces circulations et dans un deuxième temps leur vulnérabilité à des polluants depuis la surface du piedmont. L'analyse des éléments en traces a montré, dans ces eaux consommées, la présence de concentrations en Arsenic, Bore et Fluore bien plus élevées que celles recommandées par les institutions internationale et nationale. L'étude des eaux de l'aquifère, au niveau de plaine de la Pampa del Tamarugal, a démontré une nouvelle fois la recharge continue de l'aquifère par les eaux des rivières qui deviennent temporaires dans les parties basses du piedmont. Cette recharge résulte principalement (hors période de crue) de processus de recyclage d'eaux anciennes, provenant de la Précordillère et alimentant les cours d'eau via des sources, qui s'infiltrent en aval et permettent la recharge actuelle de l'aquifère. Ces eaux anciennes, que l'on retrouve aussi dans l'aquifère, sont cohérentes avec la carte piézométrique de l'aquifère. De plus, l'origine de ces eaux a été identifiée et semble provenir des grandes phases paléoclimatiques humides de la fin-Pléistocène et de l'Holocène. Ces phases ont été causées par des perturbations importantes du cycle hydroclimatique des grands paléo-lacs de l'Altiplano Bolivien, dont certains ne sont plus actuellement que des salars (ex : Salar Uyuni). Malgré le caractère fossile des eaux souterraines, les modèles de distribution des âges indiquent qu'une faible proportion d'eau récente ($< 10\%$) est présente dans l'aquifère, au niveau de la plaine de la Pampa del Tamarugal. La distribution des âges de l'eau suggère que des processus de recharge actuelle sont induits par des crues qui impactent les cônes alluviaux dans la plaine de la Pampa del Tamarugal. Néanmoins, il s'avère que les eaux de l'Aquifère de Pampa del Tamarugal sont principalement définies par un caractère fossile, ce qui suggère un risque élevé de surexploitation de la ressource en eau souterraine.

L'analyse de la recharge, au niveau des cônes alluviaux, a été réalisée dans un premier temps à partir de la modélisation 1D des écoulements dans la zone non saturée et dans un second temps par l'analyse analytique des chroniques piézométriques. L'approche exploratoire, développée dans le cadre de la modélisation des écoulements en zone non saturée, a permis de proposer une méthodologie pour l'évaluation de la recharge, tout en tenant compte des facteurs de contrôle (i.e. sédimentaire, hydrogéologique et hydroclimatique) et des différentes conditions aux limites. Cette méthodologie est notamment appropriée pour l'évaluation de la recharge dans les cônes alluviaux suite à un épisode de crue. Les résultats obtenus sont à la fois cohérents avec les données de la littérature et l'analyse analytique des chroniques piézométriques de la plaine de la Pampa del Tamarugal. De plus, ils sont aussi cohérents avec l'ensemble des données jusqu'ici recueillies (i.e. observations de terrain, sondages géophysiques, analyses géochimiques,

isotopique et des gaz dissous). La géomorphologie des cônes alluviaux impacte significativement la recharge potentielle causée par une crue dans ces environnements sédimentaires. Ces recharges, induites par des épisodes de crues, ont été estimées à : (i) plusieurs 100^{aines} de cm.an^{-1} au niveau de l'apex, (ii) de plusieurs 10^{aines} de mm.an^{-1} au niveau des ravines du cône alluvial et (iii) inférieures ou égales au mm.an^{-1} dans les plaines d'inondations des cônes alluviaux.

Dans le but de conclure ces travaux de thèse, nous proposons un schéma générique de fonctionnement des circulations et de la recharge d'aquifères, situés en zone de piedmont aride et hyper-aride, où les différents facteurs de contrôle sont représentés (Figure 4 ; Schéma final).

Les conditions hydroclimatiques régissent la distribution spatiale et temporelle des précipitations entre les hauts-reliefs, le piedmont et la plaine située en aval. En dehors d'épisodes exceptionnels où des précipitations peuvent avoir lieu au niveau de la plaine, la majorité des événements de précipitation ont lieu dans la partie haute du piedmont et au niveau des hauts reliefs. Dans le cas de précipitations peu intenses, la forte demande évaporatoire qui existe dans les régions arides peut induire une reprise significative des teneurs en eau des sols vers l'atmosphère. Cela est d'autant plus vrai dans les plaines d'inondations en aval où les dépôts de limons limitent l'infiltration. Les épisodes de précipitations, souvent intenses et limités dans le temps, vont quant à eux induire à la fois des infiltrations dans les hauts-reliefs et des ruissellements dans le réseau de drainage en surface.

Ces infiltrations, qui ont lieu préférentiellement dans des terrains perméables (poreux ou fracturés), peuvent alimenter des circulations profondes et lentes dans le substratum mais aussi des circulations plus rapides dans la couverture sédimentaire perméable du piedmont. Les circulations souterraines et les écoulements de surface peuvent être captés au travers de sources ou directement dans le cours d'eau pour des besoins anthropiques divers.

Les écoulements de surface circulent alors au niveau du piedmont. Des zones de pertes, diffuses ou localisées, vont induire des circulations entre la surface et le reste de la couverture sédimentaire. Ces zones de pertes peuvent être le résultat de changements lithologiques ou de caractéristiques géomorphologiques singulières dans les roches en place. Dans le cas d'un écoulement au-dessus du substratum, les pertes du cours d'eau seront limitées et un transfert vers la plaine en aval sera favorisé.

Au niveau du piedmont, les circulations souterraines dans la couverture sédimentaire peuvent (i) alimenter la partie aval de l'aquifère, dans le cas d'une continuité de la couverture avec les roches aquifères situées dans la plaine. Des sources peuvent aussi être localisées sur les flancs des vallées et contribuer aux écoulements de surface. Les circulations souterraines peuvent aussi (ii) être limitées spatialement par une structure de faible perméabilité, telle qu'une remontée du substratum, bloquant ainsi les circulations souterraines vers l'aval et conduisant à la formation de sources qui contribuent aux

écoulements de surface. Dans les deux cas précédents (i, ii), les écoulements induits par les sources peuvent être captés ou repris entièrement en évapotranspiration ; mais ils peuvent aussi alimenter le cours d'eau ou encore se réinfiltrer si les conditions hydrogéologiques le permettent.

Au niveau de la plaine, la recharge de l'aquifère régional peut se réaliser : (i) à partir de circulations ascendantes depuis le substratum, (ii) à partir de circulations provenant de la couverture du piedmont, ou (iii) à partir de circulations dans la zone non saturée au niveau des cônes alluviaux, lorsque ceux-ci sont impactés par des épisodes de crue. La diversité géomorphologique qui peut exister dans les cônes alluviaux (i.e. apex, ravines, surfaces d'inter-drainage, et plaines d'inondation), va contribuer au contrôle de la recharge.

L'exutoire de l'aquifère, en dehors de l'alimentation d'autres systèmes hydro(géo)logiques, peut être défini par des prélèvements dans des forages et par une reprise évaporatoire, au niveau des salars, causée à la fois par une surface piézométrique proche de la surface et une demande évaporatoire élevée.

Pour un même système, ce fonctionnement peut être (ou avoir été) différent selon les conditions climatiques (ou paléoclimatiques) qui régissent (ou régissaient) la distribution des précipitations et donc de l'hydrosystème. Du fait de conditions aux limites et de propriétés hydrauliques différentes, induisant par exemple des circulations « lentes » dans le substratum et « rapides » dans la couverture, des systèmes de circulations étagées peuvent exister dans les différents compartiments géologiques.

Perspectives et orientations futures des travaux de recherche :

- Poursuivre le développement des connaissances sur la géométrie des couches aquifères fin-cénozoïques au niveau du piedmont. En effet, la géométrie des couches fin-cénozoïques ainsi que l'évolution du relief du substratum reste à définir (i) entre la Quebrada de Tarapaca et de la Quebrada de Aroma mais aussi (ii) au niveau de la « paléo-vallée de Tarapaca » entre le Cerro Tarapaca et le Cerro Unta. La réalisation de profils géophysiques (sismique) permettrait de préciser les structures géologiques et de développer nos connaissances sur la formation du piedmont et la circulation des eaux souterraines en profondeur.
- Sur la base de la méthodologie utilisée pour caractériser l'évolution de la surface piézométrique au niveau du piedmont, de nouveaux sondages TDEM permettraient de préciser les zones non-investiguées du piedmont. En particulier, au nord de la Quebrada Aroma, où la piézométrie semble indiquer la présence d'une limite de partage des eaux. Une meilleure définition de cette limite permettrait de caractériser les écoulements souterrains qui alimentent soit la plaine de la Pampa del Tamarugal, soit les quebradas plus au nord comme celles de Tiliviche et de Camina.

- Caractériser l'évolution temporelle de la géochimie des eaux souterraines, par des prélèvements répétés de traceurs caractéristiques de l'évolution des dernières dizaines d'années (ex : CFCs) au niveau des eaux souterraines de l'aquifère. Dans le but de comprendre la dynamique des sources du piedmont, l'installation d'un protocole de mesures (débit, T°C, CE, géochimie etc.) au niveau de certaines sources captées (ex : Quebrada de Guasquina, Usmagama, Laonzana) serait souhaitable. De plus, la réalisation de nouveaux forages, devrait s'accompagner de prélèvements et d'analyses des teneurs en eau de la zone non saturée afin de pouvoir caractériser la recharge de l'aquifère selon des méthodes non étudiées dans cette thèse (balance des chlorures, $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$).
- Sur la base de l'ensemble des résultats acquis au travers de ces travaux de recherche, une modélisation de l'ensemble de l'aquifère pourrait être tentée. Cette modélisation devra prendre en compte (i) la géométrie des couches aquifères, (ii) les conditions aux limites ou encore (iii) la distribution des âges de l'eau qui ont été ici définis.

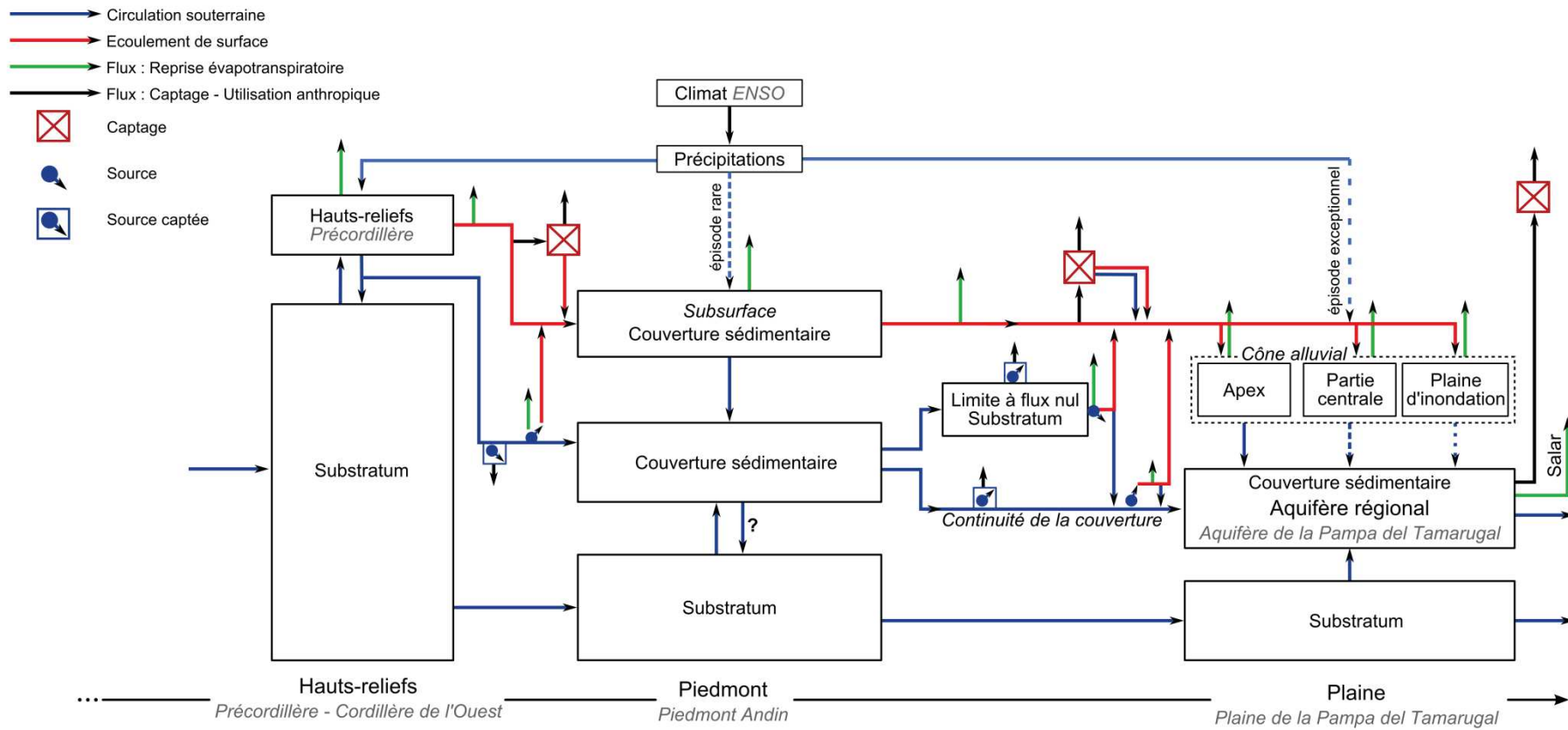


Figure 4 : Schéma des contrôles et du fonctionnement des écoulements souterrains et de la recharge dans les zones de piedmont arides et hyper-arides.

Bibliographie

ACF (Action Contre la Faim), 2006. Eau - Assainissement - Hygiène pour les populations à Risques, 2ème. ed. Hermann, Paris.

Aguirre, L., 1985. The Southern Andes, in: Nairn, A.E.M., Stehli, F.G., Uyeda, S. (Eds.), The Ocean Basins and Margins. Springer US, pp. 265–376.

Allen, J.R., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders; *Sediment. Geol.* 33, 237–293.

Allison, G.B., Hughes, M.W., 1977. The history of tritium fallout in southern Australia as inferred from rainfall and wine samples. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 334–340.

Appelo, C.A.J., Postma, D., 2005. *Geochemistry, groundwater and pollution*, 2nd ed. A.A. Balkema Publishers, Amsterdam.

Appelo, C.A.J., Postma, D., 1996. *Geochemistry, groundwater and pollution* (rev. ed.). CRC Press/Balkema, Rotterdam, Netherlands.

Aravena, R., 1995. Isotope hydrology and geochemistry of Northern Chile groundwaters. *Bull Inst Fr Études Andin.* 24, 495–503.

Aravena, R., Suzuki, O., 1990. Isotopic Evolution of River Water in the Northern Chile Region. *Water Resour. Res.* 26, 2887–2895.

Aravena, R., Suzuki, O., Peña, H., Pollastri, A., Fuenzalida, H., Grilli, A., 1999. Isotopic composition and origin of the precipitation in Northern Chile. *Appl. Geochem.* 14, 411–422.

Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A., Carrizo, D., 2015. Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth-Sci. Rev.* 143, 1–35.

Ayala, L., 2010. Aspectos técnicos de la gestión integrada de las aguas (GIRH) – Primera etapa diagnóstico. Informe preparado para el diagnóstico de la gestión de los recursos hídricos. Santiago, Chile.

Banco Central de Chile, 2010. *Síntesis de estadística de Chile 2005-2009*. Banco Central de Chile, Santiago, Chile.

Banco Central de Chile, 2006. *Producto interno bruto regional 2003-2006, base 2006*. Banco Central de Chile, Santiago, Chile.

Banton, O., Bangoy, L., 1997. *Hydrogéologie multiscience environnementale des eaux souterraines*, Presses de l'Université du Québec. ed. Québec.

Beaty, C.B., 1990. Anatomy of a White Mountains Debris-Flow - Making of an alluvial fan, in: Alluvial Fans. A.H. Rachocki, M. Church, New York, pp. 69–89.

Binley, A., Hubbard, S.S., Huisman, J.A., Revil, A., Robinson, D.A., Singha, K., Slater, L.D., 2015. The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water Resour. Res.* 51, 3837–3866.

Blair, T.C., McPherson, J.G., 2009. Processes and Forms of Alluvial Fans, in: *Geomorphology of Desert Environments*. A.J Parsons, A.D. Abrahams, pp. 413–469.

Blanco, N., Vasquez, P., Sepulveda, F., Tomlinson, A.J., Quezada, A., Ladino, M., 2012. Levantamiento geológico para el fomento de la exploración de recursos minerales e hídricos de la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Precordillera de la Región de Tarapacá (20°-21°) - 7 mapas escala 1: 100.000 (No. IR-12-50). SNGM, Santiago.

Bu, X., Warner, M.J., 1995. Solubility of Chlorofluorocarbon 113. *Water Seawater* 42, 1151–6.

Bull, W.B., 1977. The alluvial fan environment. *Prog. Phys. Geogr.* 1, 220–70.

Bullister, J.L., 2015. Atmospheric Histories (1765-2015) for CFC-11, CFC-12, CFC-113, CCl₄, SF₆ and N₂O. NDP-095(2015). http://cdiac.ornl.gov/ftp/oceans/CFC_ATM_Hist/CFC_ATM_Hist_2015. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, US Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee.

Carretier, S., Nivière, B., Giamboni, M., Winter, T., 2006. Do river profiles record along-stream variations of low uplift rate? *J Geophys Res* 111.

Cas, R.A., Wright, J.V., 1987. Volcanic successions, modern and ancient : a geological approach to processes, products, and successions. Allen & Unwin, London ; Boston.

Castillo Urrutia, O., 1960. El agua subterránea en el norte de la Pampa del Tamarugal (No. 5). Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago.

Chaffaut, I., 1998. Précipitations d'altitudes, eaux souterraines et changements climatiques de l'Altiplano Nord-Chilien. Paris XI Orsay, Paris, France.

Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile, in: *The Geology of Chile*. Moreno, T.; & Gibbons, W, pp. 21–114.

Chávez, R.O., Clevers, J.G.P.W., Decuyper, M., de Bruin, S., Herold, M., 2016. 50 years of water extraction in the Pampa del Tamarugal basin: Can *Prosopis tamarugo* trees survive in the hyper-arid Atacama Desert (Northern Chile)? *J. Arid Environ.* 124, 292–303.

Christensen, N.B., Sørensen, K.I., 1998. Surface and borehole electric and electromagnetic methods for hydrogeological investigations. *Eur. J. Environ. Eng. Geophys.* 3, 75–90.

Clark, I., Fritz, P., 1997. Environmental Isotopes in Hydrogeology. CRC Press.

Collinson, J.D., 1996. Alluvial sediments, in: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. H. G. Reading, pp. 37–82.

Constantz, J., Thomas, C., 1996. The use of streambed temperature profiles to estimate the depth, duration, and rate of percolation beneath arroyos. Water Resour. Res. 32, 3597–3602.

Cook, P.G., Solomon, D.K., 1995. Transport of atmospheric trace gases to the water table: Implications for groundwater dating with chlorofluorocarbons and krypton 85. Water Resour. Res. 31, 263–270.

Cooke RU, Mason P. 1973. Desert Knolls pediment and associated landforms in the Mojave Desert, California. Revue de Geomorphologie Dynamique 20: 71–8.

Cooke, R.U., 1970. Morphometric analysis of pediments and associated landforms in the western Mojave Desert, California. Am. J. Sci. 269, 26–38.

Coudrain-Ribstein, A., Pratz, B., Talbi, A., Jusserand, C., 1998. Is the evaporation from phreatic aquifers in arid zones independent of the soil characteristics ? / L'évaporation des nappes phréatiques sous climat aride est-elle indépendante de la nature du sol ? Comptes Rendus Académie Sci. 2a Sci. Terre Planètes 326, 159–165.

Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoritic waters. Science 133, 1702–1703.

Danielsen, J.E., Auken, E., Jørgensen, F., Søndergaard, V., Sørensen, K.I., 2003. The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. J. Appl. Geophys. 53, 181–198.

DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. Basin Res. 8, 105–123.

DeCelles, P.G., Horton, B.K., 2003. Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia. GSA Bull. 115, 58–77.

Denny, C.S., 1967. Fans and Pediment. Am. J. Sci. 265, 81–105.

Descloitres, M., Chalikakis, K., Legchenko, A., Moussa, A.M., Genthon, P., Favreau, G., Le Coz, M., Boucher, M., Oï, M., 2013. Investigation of groundwater resources in the Komadugu Yobe Valley (Lake Chad Basin, Niger) using MRS and TDEM methods. J. Afr. Earth Sci. 87, 71–85.

Descloitres, M., Favreau, G., Vouillamoz, J.M., Boucher, M., 2007. Projet hydrogéophysique Niger, Sondages électromagnétiques TDEM Novembre-Décembre 2006 Rapport de Mission. IRD-BRGM-Iris Instrument.

Descroix, L., Laurent, J.P., Vauclin, M., Amogu, O., Boubkraoui, S., Ibrahim, B., Galle, S., Cappelaere, B., Bousquet, S., Mamadou, I., Le Breton, E., Lebel, T., Quantin, G., Ramier, D., Boulain, N., 2012. Experimental evidence of deep infiltration under sandy flats and gullies in the Sahel. *J. Hydrol.* 424–425, 1–15.

DGA, 2013. Análisis de los Recursos Hídricos de la Quebrada de Aroma Región de Tarapacá (Informe técnico). Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Santiago, Chile.

DGA, 2011. Actualización de la oferta y la demanda de recursos hídricos subterráneos del sector hidrogeológico de aprovechamiento común Pampa del Tamarugal (Informe técnico). Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Santiago, Chile.

DGA, UChile, 1988. Modelo de simulación hidrogeológico de la Pampa del Tamarugal (Informe técnico). Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Santiago, Chile.

DICTUC, 2007. Estudio de impacto ambiental Pampa Hermosa. Modelación de la evolución del nivel de la napa en Pampa del Tamarugal. Anexo VII.2. Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago de Chile.

DICTUC, 2006. Estudio de impacto ambiental Pampa Hermosa. Actualización de la estimación de la recarga; Acuíferos de la Pampa del Tamarugal y Llamara. (Informe técnico). Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago de Chile.

Dingman, R.J., Galli, C., 1965. Geology and ground-water resources of the Pica area, Tarapaca Province, Chile. *US Geol Surv Bull* 1189, 113pp.

Dohrenwend, J.C., Parsons, A.J., 2009. Pediments in Arid Environments, in: *Geomorphology of Desert Environments*. A.J. Parsons, A.D. Abrahams, pp. 377–411.

Dohrenwend, J.C., Wells, S.G., McFadden, L.D., Turrin, B.D., 1986. Pediment dome evolution in the eastern Mojave Desert, California, in: *International Geomorphology*. V. Gardiner, Chichester, pp. 1047–62.

Evenstar, L.A., Hartley, A.J., Stuart, F.M., Mather, A.E., Rice, C.M., Chong, G., 2009. Multiphase development of the Atacama Planation Surface recorded by cosmogenic ³He exposure ages: Implications for uplift and Cenozoic climate change in western South America. *Geology* 37, 27–30.

FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations), 1993. *The State of Food and Agriculture 1993*. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.

Farias, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., Hérail, G., 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). *Tectonics* 24.

Favreau, G., Leduc, C., Marlin, C., 2000. Représentativité de l'échantillonnage géochimique et hydrodynamique en nappe libre de milieu semi-aride (Reliability of geochemical and hydrodynamic sampling in a semi-arid water table). *J. Afr. Earth Sci.* 31, 669–678.

Fetter, C.W., 2001. *Applied Hydrogeology*, 4th ed. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.

Flint, L.E., Flint, A.L., 2007. Regional analysis of ground-water recharge, in: *Ground-Water Recharge in the Arid and Semiarid Southwestern United States*. D.A. Stonestrom, J. Constantz, T.P.A. Ferré and S.A. Leake, pp. 29–60.

Florkowski, T., Morawska, L., Rozanski, K., 1988. Natural production of radionuclides in geological formations. *Nucl. Geophys.* 2, 1–14.

Fraser, G.S., DeCelles, P.G., 1992. Geomorphic controls on sediment accumulation at margins of foreland basins. *Basin Res.* 4, 233–252.

Fritz, P., Suzuki, O., Sivla, C., Salati, E., 1981. Isotope hydrology of groundwaters in the Pampa del Tamarugal, Chile. *J. Hydrol.* 53, 161–184.

Galli, C., 1967. Pediplain in northern Chile and the Andean uplift. *Science* 158, 653–655.

Galli, C., 1957. Las formaciones geológicas en el borde occidental de la Puna de Atacama, sector de Pica, Tarapaca. *Minerales* 12, 14–26.

Galli, C., Dingman, I., 1962. Cuandragulo Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, con un estudio sobre los recursos de agua subterránea, Provincia de Tarapaca. *Carta Geol Chile* 3, 125pp.

Garcia, M., 2002. Evolution Oligo-Miocene de l'Altiplano Occidental (arc et avant arc du nord Chili, Arica): Tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation., *Geologie Alpine, Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines*. ed. Université Joseph Fourier, Grenoble.

Garcia, M., 1996. Geología y estructura del borde del Altiplano occidental, en el área de Belén (Chile) (Thesis). Departamento de Geología-Universidad de Chile, Santiago.

Gayo, E.M., Latorre, C., Jordan, T.E., Nester, P.L., Estay, S.A., Ojeda, K.F., Santoro, C.M., 2012. Late Quaternary hydrological and ecological changes in the hyperarid core of the northern Atacama Desert (~21°S). *Earth-Sci. Rev.* 113, 120–140.

Godin, P.D., 1991. Fining-upward cycles in the sandy braided-river deposits of the Westwater Canyon Member (Upper Jurassic), Morrison Formation, New Mexico. *Sedim Geol* 70, 61–82.

Goody, D.C., Darling, W.G., Abesser, C., Lapworth, D.J., 2006. Using chlorofluorocarbons (CFCs) and sulphur hexafluoride (SF₆) to characterise groundwater movement and residence time in a lowland Chalk catchment. *J. Hydrol.* 330, 44–52.

Goutaland, D., 2008. Caractérisation hydrogéophysique d'un dépôt fluvioglaciaire : évaluation de l'effet de l'hétérogénéité hydrodynamique sur les écoulements en zone non-saturée. Villeurbanne, INSA.

Grilli, A., Vidal, F., Gárin, C., 1986. Balance hidrológico nacional, I Region. Dirección General de Aguas (No. Technical Report EH/86/2). Centro de información de Recursos Hídricos, Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Santiago.

Guérin, R., Descloitres, M., Coudrain, A., Talbi, A., Gallaire, R., 2001. Geophysical surveys for identifying saline groundwater in the semi-arid region of the central Altiplano, Bolivia. *Hydrol. Process.* 15, 3287–3301.

Gutierrez, M., 2005. The arid region piedmonts: glaciais and alluvial fans, in: *Climatic Geomorphology, Developments in Earth Surface Processes*. Elsevier.

Harambour Palma, S.M., 1990. Geología pre-cenozoica de la Cordillera de los Andes entre las Quebradas Aroma y Juan de Morales, I Region. Universidad de Chile, Santiago.

Hartley, A.J., Chong, G., Houston, J., Mather, A.E., 2005. 150 millions years of climatic stability: evidence from the Atacama Desert, northern Chile. *J. Geol. Soc. Lond.* 162, 421–424.

Hartley, A.J., Evenstar, L., 2010. Cenozoic stratigraphic development in the north Chilean forearc: Implications for basin development and uplift history of the Central Andean margin. *Tectonophysics* 495, 67–77.

Haverkamp, R., Bouraoui, F., Zammit, C., Angulo-Jaramillo, R., 1999. Soil Properties and Moisture Movement in the Unsaturated Zone, in: *The Handbook of Groundwater Engineering*. Springer.

Haverkamp, R., Leij, F.J., Fuentes, C., Sciortino, A., Ross, P.J., 2005. Soil Water Retention. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69, 1881. doi:10.2136/sssaj2004.0225

Healy, R.W., Scanlon, B.R., 2010. *Estimating Groundwater Recharge*, Cambridge University Press. ed. R. W. Healy, United Kingdom.

Heller, P.L., Angevine, C.L., Winslow, N.S., Paola, C., 1988. Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology* 16, 501–504.

Hillel, D., 1998. *Environmental Soil Physics: Fundamentals, Applications, and Environmental Considerations*. Academic Press, San Diego.

Hillel, D., 1974. *L' eau et le sol : principes et processus physiques*, Vander. ed. Louvain.

Hoke, G.D., Isacks, B.L., Jordan, T.E., Blanco, N., Tomlinson, A.J., Ramezani, J., 2007. Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the central Andes 18°30'–22°S. *Tectonics* 26.

Houston, J., 2009. A recharge model for high altitude, arid, Andean aquifers. *Hydrol. Process.* 23, 2383–2393.

Houston, J., 2006. Variability of precipitation in the Atacama Desert: Its causes and hydrological impact. *Int. J. Climatol.* 26, 2181–2198.

Huggenberger, P., Aigner, T., 1999. Introduction to the special issue on aquifer-sedimentology: problems, perspectives and modern approaches. *Sediment. Geol.* 129, 179–186.

IAEA, 2008. *Isotopes de l'environnement dans le cycle hydrologique*. Vienne.

Ingerson, E., Pearson, F.J., 1964. Estimation of age and rate of motion of groundwater by the ^{14}C method, in: *Recent Research on Hydrosphere, Atmosphere and Nuclear Geochemistry, Sagarawa Festival Volume*. Maruzen, Tokyo, pp. 263–283.

INN (Instituto Nacional de Normalizacion), 2006. NCh 409/1.of2005. Santiago, Chile.

Izbicki, J.A., 2002. Geologic and hydrologic controls on the movement of water through a thick, heterogeneous unsaturated zone underlying an intermittent stream in the western Mojave Desert, southern California. *Water Resour. Res.* 38, 1–14.

JICA, 1995. The study on the development of water resources in northern Chile, Supporting report B: Geology and Groundwater. JICA, DGA, PCI, Santiago, Chile.

Johnson, A., 1967. Specific yield: column drainage and centrifuge moisture content. *US Geol. Surv. Water-Supply Pap.* 1662-D.

Johnson, D.W., 1932. Rock fans of arid regions. *Am. J. Sci.* 23, 389–416.

Jordan, T.E., Kirk-Lawlor, N.E., Blanco, N., Rech, J.A., Cosentino, N.J., 2014. Landscape modification in response to repeated onset of hyperarid paleoclimate states since 14 Ma, Atacama Desert, Chile. *GSA Bull.* 126, 1016–1046.

Jordan, T.E., Nester, P.L., Blanco, N., Hoke, G.D., Davila, F., Tomlinson, A.J., 2010. Uplift of the Altiplano-Puna plateau: A view from the west. *Tectonics* 29, 1–31.

Jurgens, B.C., Böhlke, J.K., Eberts, S.M., 2012. *TracerLPM (Version 1): An Excel® workbook for interpreting groundwater age distributions from environmental tracer data: U.S. Geological Survey Techniques and Methods (No. Report 4-F3)*. USGS.

Kauffman, S., Libby, W.F., 1954. The natural distribution of tritium. *Phys. Rev.* 93, 1337–1344.

Kendall, C., McDonnell, J.J., 1998. *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier, Amsterdam.

Kinzelbach, W., Aeschbach, W., Alberich, C., Goni, I.B., Beyerle, U., Brunner, P., Chiang, W.-H., Rueedi, J., Zoellmann, K., 2002. A Survey of Methods for Groundwater Recharge in Arid and Semi-arid regions. Early Warning and Assessment Report Series (No. UNEP/DEWA/RS.02-2). United Nations Environment Programme, Nairobi, Kenya.

Kirk-Lawlor, N.E., Jordan, T.E., Rech, J.A., Lehmann, S.B., 2013. Late Miocene to Early Pliocene paleohydrology and landscape evolution of Northern Chile, 19° to 20° S. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 387, 76–90.

Kober, F., Schlunegger, F., Zeilinger, G., Schneider, H., 2006. Surface uplift and climate change: The geomorphic evolution of the Western Escarpment of the Andes of northern Chile between the Miocene and present, in: *Tectonics, Climate and Landscape Evolution*. S.D. Willet et al., pp. 75–86.

Kruseman, G.P., 1997. Recharge from intermittent flow, in: *Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-)Arid Areas: IAH International Contributions to Hydrogeology 19*. I. Simmers, Rotterdam, pp. 145–184.

Kurtzman, D., Scanlon, B.R., 2011. Groundwater Recharge through Vertisols: Irrigated Cropland vs. Natural Land, Israel. *Vadose Zone J.* 10, 662. doi:10.2136/vzj2010.0109

Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L., Dewey, J., 1997. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile, in: *Geological Society Special Publication*. Geological society, London, pp. 237–264.

Leduc, C., Bromley, J., Schroeter, C., 1997. Water table fluctuation and recharge in semi-arid climate: some results of the HAPEX-Sahel hydrodynamic survey (Niger). *J. Hydrol.* 188–189, 123–138.

Lee, J., Boucher, M., Favreau, G., Ngounou Ngatcha, B., Matchuenkam, F., Ndedje Allah, M., Baba Goni, I., Malham Aji, M., Nur, M., Fuemba, R., Viguier, B., Pafeng Tchuindjang, J.L., Hama Garba, O.K., 2015. Toward the prevention of cholera outbreak in Douala, Cameroon: Exploration of fresh groundwater using MRS and TDEM. Presented at the SEG Technical Program Expanded Abstracts 2015, New-Orleans, pp. 4982–4986.

Lee, J.Y., Yi, M.J., Hwang, D., 2005. Dependency of hydrologic responses and recharge estimates on water-level monitoring locations within a small catchment. *Geosci. J.* 9, 277–286.

Lehmann, B.E., Davis, S.N., Fabryka-Martin, J.T., 1993. Atmospheric and subsurface sources of stable and radioactive nuclides used for groundwater dating. *Water Resour. Res.* 29, 2027–2040.

Lerner, D.N., Issar, A., Simmers, I., 1990. Groundwater recharge; a guide to understanding and estimating natural recharge. *Int. Contrib. Hydrogeol.* 8, 345.

Lictevout, E., Maass, C., Cordoba, D., Herrera, V., Payano, R., 2013. Recursos Hidricos, Region de Tarapacá. CIDERH, Iquique, Chile.

Lucas, L.L., Unterweger, M.P., 2000. Comprehensive review and critical evaluation of the half-life of tritium. *J. Res. Natl. Inst. Stand. Technol.* 105, 541–549.

MA - Millenium Ecosystem Assessment, 2005. Chapter 22: Dryland Systems, in: *Ecosystems and Human Well-Being: Current State and Trends*. R. Hassan, R. Scholes, N. Ash, pp. 623–662.

Magaritz, M., Aravena, R., Peña, H., Suzuki, O., Grilli, A., 1990. Source of Ground Water in the Deserts of Northern Chile: Evidence of Deep Circulation of Ground Water from the Andes. *Ground Water* 28, 513–517. doi:10.1111/j.1745-6584.1990.tb01706.x

Magaritz, M., Aravena, R., Peña, H., Suzuki, O., Grilli, A., 1989. Water chemistry and isotope study of streams and springs in northern chile. *J. Hydrol.* 108, 323–341.

Marsily, G. de, 1986. *Quantitative Hydrogeology, Groundwater Hydrology for Engineers*, Academic Press, Inc. ed. London.

Massuel, S., Favreau, G., Descloitres, M., Le Troquer, Y., Albouy, Y., Cappelaere, B., 2006. Deep infiltration through a sandy alluvial fan in semiarid Niger inferred from electrical conductivity survey, vadose zone chemistry and hydrological modelling. *Catena* 67, 105–118. doi:10.1016/j.catena.2006.02.009

Meinzer, O.E., 1923. The occurence of ground water in the United States with a discussion of principles. *US Geol. Surv. Water-Supply Pap.* 489.

Meinzer, O.E., Stearns, N.D., 1929. A study of groundwater in the Pomperaug Basin, Conn, with special reference to intake and discharge. *US Geol. Surv. Water-Supply Pap.* 597-B.

Miall, A.D., 1988. Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (lower Jurassic), Southwest Colorado. *Sediment. Geol.* 55, 233–262.

Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Sci. Rev.* 22, 261–308. doi:10.1016/0012-8252(85)90001-7

Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *Can. Soc. Pet. Geol.* 5, 597–604.

MMA (Ministerio del Medio Ambiente), 2011. *Informe del Estado del Medio Ambiente*.

Montecinos, F., 1963. *Observaciones de Geología en el Cuadrangulo Campanani, Departamento de Arica (Thesis)*. Universidad de Chile, Santiago.

Mortimer, C., Saric, N., 1975. Cenozoic studies in the northernmost Chile. *Geol Rundsch* 64, 395–420.

Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12, 513–522. doi:10.1029/WR012i003p00513

Muñoz, N., Charrier, R., 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, northern Chile. *J. South Am. Earth Sci.* 9, 171–181.

Muñoz, N., Sepulveda, P., 1992. Estructuras compressivas con vergencia al Oeste en el borde oriental de la Depresión Central (19°15' lat.sur). *Rev. Geol. Chile* 19, 214–247.

Muñoz Tolorza, V.A., 2007. Evolución morfoestructural del piedemonte altiplánico chileno durante el Cenozoico superior entre la Quebrada de Tarapaca y la Quebrada de Sagasca (19°45' - 20°15'S).

Musy, A., Soutter, M., 1991. *Physique du sol*. PPUR presses polytechniques.

Naranjo, J.A., Paskoff, R., 1985. Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18-21 S). Presented at the Congreso Geológico Chileno, pp. 149–165.

Nemec, W., 1992. Depositional controls on plant growth and peat accumulation in a braidplain delta environment: Helvetiafjellet Formation (Barremian-Aptian), Svalbard, in: *Controls on the Distribution and Quality of Cretaceous Coals*. P.J. McCabe and J.T. Parrish, pp. 209–226.

Nester, P., 2008. Basin and Paleoclimate evolution of the Pampa del Tamarugal forearc valley, Atacama Desert, northern Chile (Ph.D. thesis). Cornell University, Ithaca, N.Y.

Niemeyer, H., Cereceda, P., 1984. *Geografía de Chile: Hidrografía*. Instituto Geográfico Militar.

Nishiizumi, K., Caffee, M.W., Finkel, R.C., Brimhall, G., Mote, T., 2005. Remnants of a fossil alluvial fan landscape of Miocene age in the Atacama Desert of northern Chile using cosmogenic nuclide exposure age dating. *Earth Planet Sci Lett* 237, 499–507.

Orton, G.J., Reading, H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology* 40, 475–512.

Parraguez, G., 1998. *Sedimentología y geomorfología productos de la tectónica cenozoica en la Depresión Central, Pampa de Chaca, I Región, Tarapaca, Chile* (Thesis). Departamento de Geología-Universidad de Chile, Santiago.

Pearson, F.J., 1965. Use of C-13/C-12 ratios to correct radiocarbon ages of material initially diluted by limestone, in: *Proceedings of the 6th International Conference on Radiocarbon and Tritium Dating*. Pulman, Washington, p. 357.

Pelé, V., 2016. Variabilité spatio-temporelle des paramètres hydroclimatiques dans le bassin versant hyperaride de la Pampa del Tamarugal (Nord-Chili) (rapport de stage de Master 1). Université de Montpellier, Montpellier, France.

Pinto, L., Hérail, G., Charrier, R., 2004. Syntectonic sedimentation associated with Neogene structures in the Precordillera of Moquella Zone, Tarapaca (19°15'S, northern Chile). *Rev. Geol. Chile* 31, 19–44.

Plummer, L.N., Busenberg, E., 2000. Chlorofluorocarbons, in: *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. P. Cook and A.L. Herczeg, Boston: Kluwer Academic Publishers, pp. 441–478.

Pourrier, J., Jourde, H., Gascoin, S., Monnier, S., 2014. Glacier meltwater flow paths and storage in a geomorphologically complex glacial foreland: The case of the Tapado glacier, dry Andes of Chile (30°S). *J. Hydrol.* 519, 1068–1083.

Quesada, B., Sylvestre, F., Vimeux, F., Black, J., Paillès, C., Sonzogni, C., Alexandre, A., Blard, P.H., Tonetto, A., Mazur, J.C., Bruneton, H., 2015. Impact of Bolivian paleolake evaporation on the $\delta^{18}\text{O}$ of the Andean glaciers during the last deglaciation (18.5–11.7 ka): diatom-inferred $\delta^{18}\text{O}$ values and hydro-isotopic modeling. *Quat. Sci. Rev.* 120, 93–106.

Rech, J.A., Currie, B.S., Jordan, T.E., Riquelme, R., 2009. The antiquity of the Atacama Desert and its implications for the paleoelevation of the central Andes. *Geol Soc Am Abstr Programs* 41, 523.

Risacher, F., Alonso, H., Salazar, C., 1999. GEOQUIMICA DE AGUAS EN CUENCAS CERRADAS: I, II Y III REGIONES - CHILE ; Volumen I Sintesis (No. S.I.T. N° 51). DGA-UCN-IRD, Santiago.

Roether, W., 1967. Estimating the tritium input to groundwater from wine samples: groundwater and direct run-off contribution to central European surface waters. *Isot. Hydrol.* 73–91.

Rojas, R., Batelaan, O., Feyen, L., Dassargues, A., 2010. Assessment of conceptual model uncertainty for the regional aquifer Pampa del Tamarugal – North Chile. *Hydrol Earth Syst Sci* 14, 171–192.

Rojas, R., Dassargues, A., 2007. Groundwater flow modelling of the regional aquifer of the Pampa del Tamarugal, northern Chile. *Hydrogeol. J.* 15, 537–551.

Rushton, K., 1997. Recharge from permanent water bodies, in: *Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-)Arid Areas: IAH International Contributions to Hydrogeology* 19. I. Simmers, Rotterdam, pp. 215–255.

Sáez, A., Godfrey, L.V., Herrera, C., Chong, G., Pueyo, J.J., 2016. Timing of wet episodes in Atacama Desert over the last 15 ka. The Groundwater Discharge Deposits (GWD) from Domeyko Range at 25°S. *Quat. Sci. Rev.* 145, 82–93.

Salas, R., Kast, R., Montecinos, F., Salas, I., 1966. Geología y recursos minerales del Departamento de Arica, Provincia de Tarapaca. *Inst Invest Geol Santiago Chile Bol.* 21, 130pp.

Sanchez, J., 1974. Antecedentes hidrogeológicos de Pampa de Huara, Prov. de Tarapaca, Chile. Norte Gd. *Inst. Geogr. Pontif. Univ. Catol. Chile* 1, 97–100.

Scanlon, B.R., 1994. Water and heat fluxes in desert soils. *Water Resour. Res.* 30, 709–719.

- Scanlon, B.R., Keese, K., Reedy, R.C., Šimůnek, J., Andraski, B.J., 2003. Variations in flow and transport in thick desert vadose zones in response to paleoclimatic forcing (0–90 kyr): Field measurements, modeling, and uncertainties. *Water Resour. Res.* 39, 1179. doi:10.1029/2002WR001604
- Scanlon, B.R., Keese, K.E., Flint, A.L., Flint, L.E., Gaye, C.B., Edmunds, W.M., Simmers, I., 2006. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrol. Process.* 20, 3335–3370.
- Scanlon, B.R., Langford, R.P., Goldsmith, R.S., 1999. Relationship between geomorphic settings and unsaturated flow in an arid setting. *Water Resour. Res.* 35, 983–999.
- Schaap, M., Leij, F.J., 1998. Database-Related Accuracy and Uncertainty of Pedotransfer Functions. *Soil Sci.* 163, 765–779.
- Schaap, M.G., Leij, F.J., van Genuchten, M.T., 2001. rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J. Hydrol.* 251, 163–176. doi:10.1016/S0022-1694(01)00466-8
- Schildgen, T.F., Ehlers, T.A., Whipp Jr, D.M., van Soest, M.C., Whipple, K.X., Hodges, K.V., 2009. Quantifying canyon incision and Andean Plateau surface uplift, southwest Peru: A thermochronometer and numerical modeling approach. *J Geophys Res* 114.
- Schultz, T.R., Randall, J.H., Wilson, L.G., Davis, S.V., 1976. Tracing sewage effluent recharge, Tucson, Arizona. *Ground Water* 14, 463–470.
- Sebrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., Soulas, J.P., 1988. Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique* 3, 85–106.
- SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. (No. Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003)). Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Sharp, R.P., 1957. Geomorphology of Cima Dome, Mojave Desert, California. *Bull. Geol. Soc. Am.* 68, 273–90.
- Simmers, I., 1988. Estimation of natural groundwater recharge, NATO ASI Series C. I. Simmers.
- Simmers, I., Hendrickx, J.M., Kruseman, G.P., Rushton, K.R., 1997. Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-)Arid Areas: IAH International Contributions to Hydrogeology 19, A.A. Balkema. ed. I. Simmers, Rotterdam.
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., Van Genuchten, M.T., 2009. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. Version 4.08. Dep Env. Sci Univ Calif. Riverside.
- Solomon, D.K., Cook, P.G., 2000. ^3H and ^3He , in: *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. P. Cook and A.L. Herczeg, Boston: Kluwer Academic Publishers, pp. 397–424.

Strecker, M.R., Hilley, G.E., Bookhagen, B., Sobel, E., 2012. Structural, geomorphic, and depositional characteristics of contiguous and broken foreland basins: examples from the eastern flanks of the central Andes in Bolivia and NW Argentina, in: *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. C. Busby and A. Azor, pp. 508–521.

Tassi, F., Aguilera, F., Darrah, T., Vaselli, O., Capaccioni, B., Poreda, R.J., Delgado Huertas, A., 2010. Fluid geochemistry of hydrothermal systems in the Arica-Parinacota, Tarapacá and Antofagasta regions (northern Chile). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 192, 1–15.

Thompson, G.M., Hayes, J.M., 1979. Trichlorofluoromethane in groundwater: a possible tracer and indicator of groundwater age. *Water Resour. Res.* 15, 546–554.

Thompson, G.M., Hayes, J.M., Davis, S.V., 1974. Fluorocarbon tracers in hydrology. *Geophys. Res. Lett.* 1, 177–180.

Tobar, A., Salas, R., Kast, R., 1968. Cuadrangulos Camaraca y Azapa, Provincia de Tarapaca. *Carta Geol Chile* 19–20, 13pp.

Trabelsi, F., Ben Mammou, A., Tarhouni, J., Piga, C., Ranieri, G., 2013. Delineation of salwater intrusion zones using the time domain electromagnetic method: the Nabeul-Hammamet coastal aquifer case study (NE Tunisia). *Hydrol. Process.* 27, 2004–2020.

Tuan, Y.-F., 1959. *Pediments in southeastern Arizona* (No. 13). University of California Publications in Geography.

UN, 2011. *Global Drylands: A UN system-wide response*. United Nations.

Unterweger, M.P., Coursey, B.M., Schima, F.J., Mann, W.B., 1980. Preparation and calibration of the 1978 national bureau of standards tritiated-water standards. *Int. J. Appl. Radiat. Isot.* 31, 611–614.

Uribe, J., Muñoz, J.F., Gironás, J., Oyarzún, R., Aguirre, E., Aravena, R., 2015. Assessing groundwater recharge in an Andean closed basin using isotopic characterization and a rainfall-runoff model: Salar del Huasco basin, Chile. *Hydrogeol. J.* 23, 1535–1551.

Valdés-Pineda, R., Pizarro, R., García-Chevesich, P., Valdés, J.B., Olivares, C., Vera, M., Balocchi, F., Pérez, F., Vallejos, C., Fuentes, R., Abarza, A., Helwig, B., 2014. Water governance in Chile: Availability, management and climate change. *J. Hydrol.* 519, 2538–2567.

Van Genuchten, M.T., 1980. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892. doi:10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x

Vatin-Pérignon, N., Vivier, G., Sebrier, M., Fornari, M., 1982. Les derniers evenements andins marques par le volcanisme cenozoïque de la Cordillere occidentale sud peruvienne et de son Piemont

Pacifique entre 15 degrees 45' et 18 degrees S. Bull. Société Géologique Fr. XXIV, 649–650. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XXIV.3.649

Victor, P., Oncken, O., Glodny, J., 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). *Tectonics* 23.

Viguié, B., 2013. Caractérisation et compétition des processus de recharge allochtone et autochtone en climat semi-aride à aride. Exemple de l'aquifère de la Pampa del Tamarugal et de la quebrada Tarapacá (Chili) (rapport de stage de Master 2). Université Montpellier II, Montpellier, France.

Vogel, J.C., 1970. Carbon-14 dating of groundwater, in: *Isotope Hydrology 1970*. IAEA Symposium 129, Vienna, pp. 225–239.

Vogel, J.C., 1967. Investigation of groundwater flow with radiocarbon. Presented at the Isotopes in hydrology, proceedings from Conference on Isotopes in Hydrology, International Atomic Energy Agency, Vienna, pp. 355–368.

Volk, C.M., Elkins, J.W., Fahey, D.W., Dutton, G.S., Gilligan, M., Loewenstein, M., Podolske, I.R., Chan, K.R., Gunson, M.R., 1997. Evaluation of source gas lifetimes from stratospheric observations. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 102, 25543–25564.

Vörösmarty, C.J., Douglas, E.M., Green, P.A., Revenga, C., 2005. Geospatial indicators of emerging water stress: An application to Africa. *Ambio* 34, 230–236.

Wang, T., Zlotnik, V.A., Šimunek, J., Schaap, M.G., 2009. Using pedotransfer functions in vadose zone models for estimating groundwater recharge in semiarid regions. *Water Resour. Res.* 45, n/a–n/a. doi:10.1029/2008WR006903

Warner, M.J., Weiss, R.F., 1985. Solubilities of chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and sea-water. *Deep-Sea Res.* 32, 1485–1497.

WHO, 2011. Guidelines for drinking-water quality, 4th ed. ed. Geneva.

Wilson, J.L., Guan, H., 2004. Mountain-Block Hydrology and Mountain-Front Recharge, in: *Groundwater Recharge in a Desert Environment: The Southwestern United States*. J.F. Hogan, F.M. Phillips and B.R. Scanlon, Washington, DC, pp. 113–137.

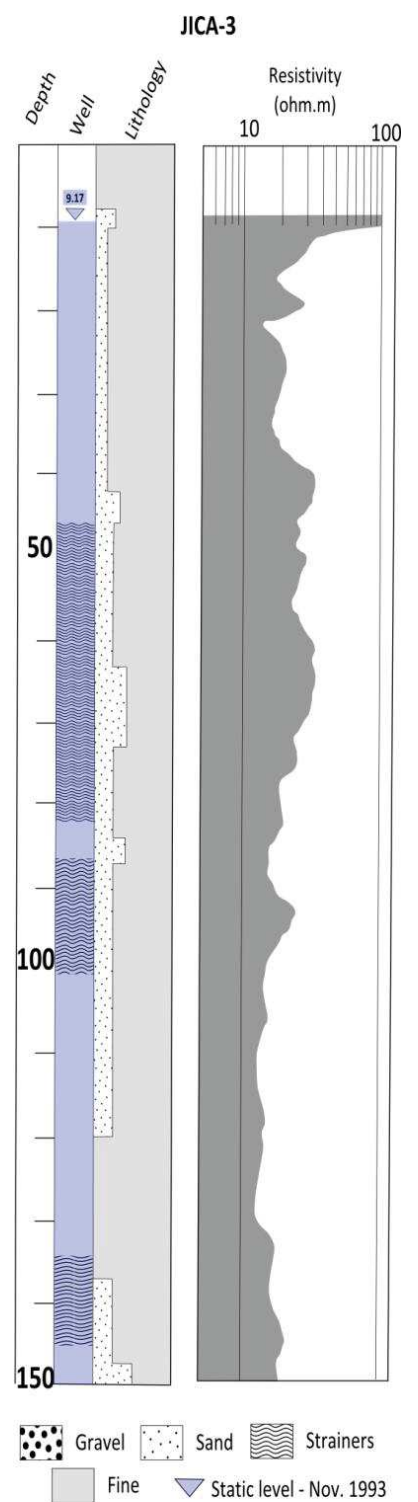
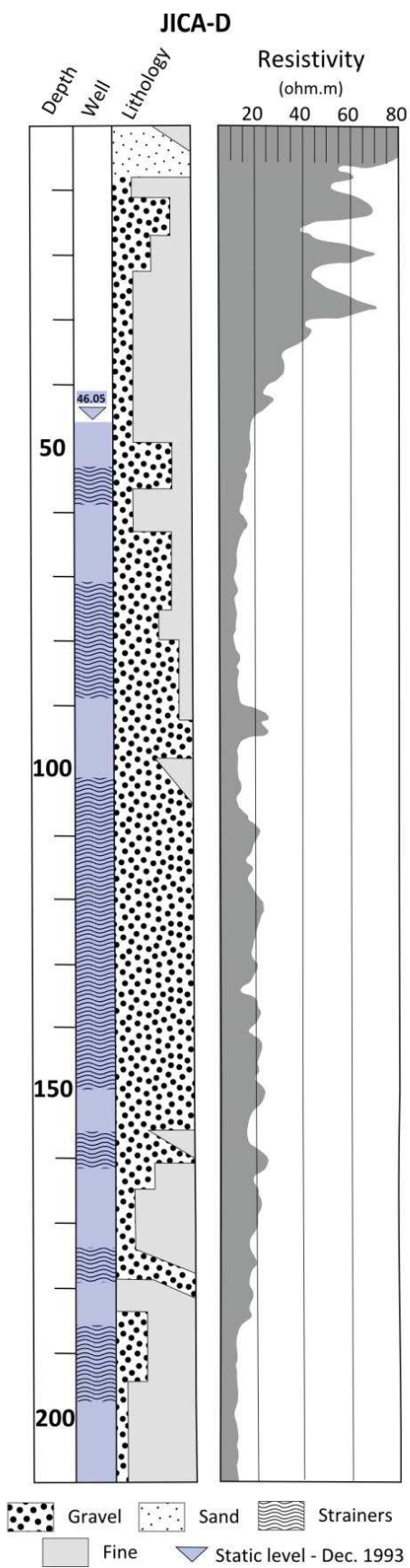
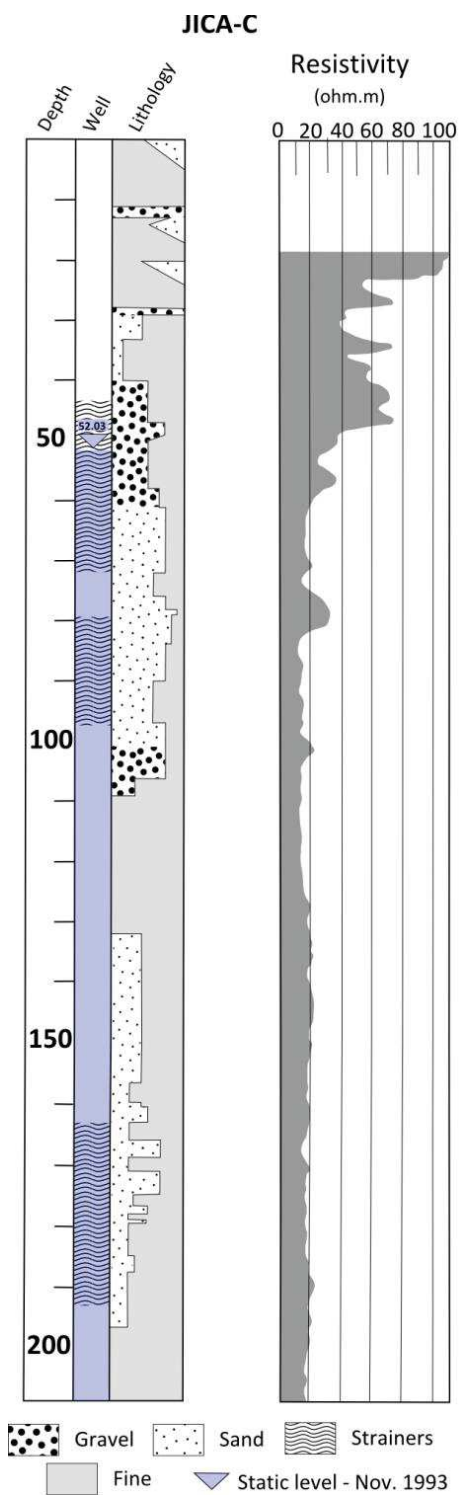
Woods, R., Sivapalan, M., Duncan, M., 1995. Investigating the representative elementary area concept: An approach based on field data. *Hydrol. Process.* 9, 291–312. doi:10.1002/hyp.3360090306

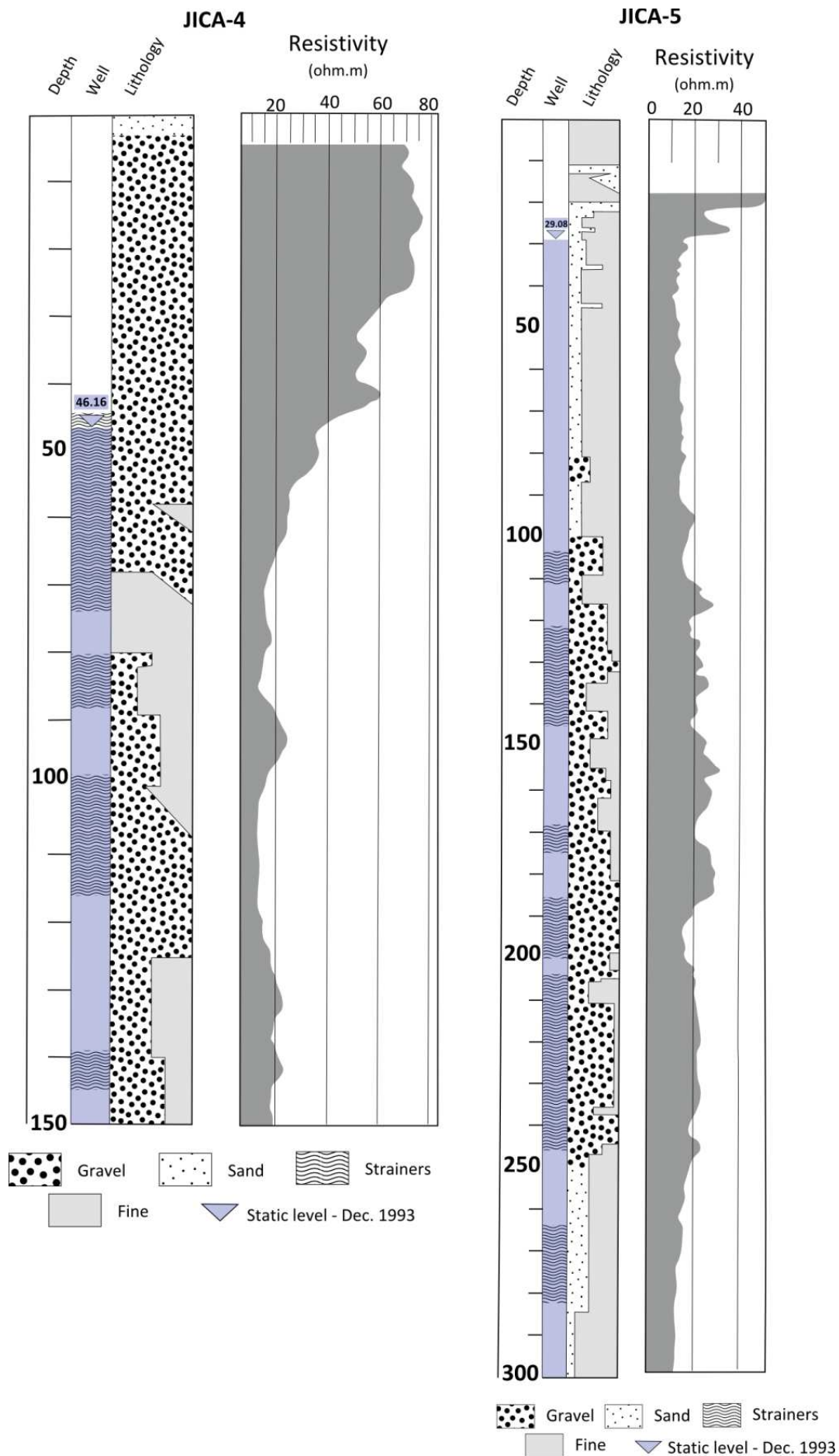
World Bank, 2011. Chile. Diagnóstico de la Gestión de los Recursos Hídricos. Departamento de Medio Ambiente y Desarrollo Sostenible, Región para América Latina y el Caribe. Chile. (No. 63392). World Bank.

Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J., Wilke, H., 2000. Geochronology, ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18-22°S): Implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Rev. Geol. Chile* 27, 205–240.

Annexes

ID	Tx	Rx	date	X	Y	Z	Rho-L1	H-L1	Z-top-L1	Rho-L2	H-L2	Z-top-L2	Rho-L3	H-L3	Z-top-L3	Rho-L4	H-L4	Z-top-L4	Rho-L5	H-L5	Z-top-L5	Rho-L6	H-L6	Z-top-L6
P1-04	50x50	5x5	11/04/2015	426553	7789998	1113	4,3	1,0	1113,0	220,0	19,6	1112,0	461,5	30,0	1092,4	9,0	26,2	1062,4	4,1	1,0	1036,2	-	-	-
P1-05	50x50	5x5	11/04/2015	421004	7790024	1113	3,4	1,2	1113,0	100,6	27,7	1111,8	300,2	16,0	1084,1	3,3	2,4	1068,1	14,7	1,0	1065,7	-	-	-
P1-06	50x50	5x5	12/04/2015	421037	7791442	1120	2,7	1,2	1120,0	81,3	43,6	1118,8	6,6	2,5	1075,1	6,3	15,5	1072,7	31,5	1,0	1057,2	-	-	-
P1-07	50x50	5x5	12/04/2015	420993	7793440	1128	3,0	2,3	1128,0	108,3	2,9	1125,7	112,3	40,9	1122,8	10,3	47,5	1081,9	500,0	1,0	1034,5	-	-	-
P1-08	50x50	5x5	12/04/2015	421559	7795319	1135	2,6	1,1	1135,0	145,1	45,2	1133,9	10,1	91,9	1088,7	1,2	15,6	996,8	500,3	1,0	981,3	-	-	-
P1-10	50x50	5x5	12/04/2015	423160	7798542	1156	2,4	1,0	1156,0	172,8	52,7	1155,0	42,1	3,9	1102,3	5,5	79,1	1098,4	4,2	1,0	1019,3	-	-	-
P1-11	50x50	5x5	12/04/2015	424211	7800192	1165	2,7	1,1	1165,0	123,9	7,6	1163,9	262,0	40,2	1156,3	8,6	42,6	1116,0	5,3	1,0	1073,5	-	-	-
P1-12	50x50	5x5	12/04/2015	425422	7801874	1177	98,8	25,4	1177,0	22,2	58,8	1151,6	7,1	36,1	1092,8	3,3	1,0	1056,7	-	-	-	-	-	-
P1-13	50x50	5x5	12/04/2015	426343	7803471	1195	99,3	13,5	1195,0	27,6	72,2	1181,5	4,7	41,8	1109,3	2,2	1,0	1067,5	-	-	-	-	-	-
P1-14	50x50	5x5	12/04/2015	427132	7805297	1213	18,2	2,2	1213,0	64,3	65,4	1210,8	7,4	60,0	1145,4	2,8	1,0	1085,3	-	-	-	-	-	-
P1-15	50x50	5x5	12/04/2015	427896	7806995	1231	1,9	1,1	1231,0	499,8	60,4	1229,9	7,1	16,6	1169,5	10,5	51,8	1152,8	4,4	1,0	1101,0	-	-	-
P1-16	50x50	5x5	12/04/2015	428360	7808614	1250	9,0	2,0	1250,0	52,0	57,4	1248,0	8,4	71,8	1190,6	3,9	1,0	1118,8	-	-	-	-	-	-
P1-18	50x50	5x5	18/04/2015	428916	7809763	1263	4,6	1,0	1263,0	86,6	59,9	1262,0	11,0	64,6	1202,1	3,1	1,0	1137,5	-	-	-	-	-	-
P4-19	50x50	5x5	19/04/2015	428717	7806726	1244	92,5	27,2	1244,0	121,7	38,6	1216,8	9,3	68,8	1178,2	3,8	1,0	1109,4	-	-	-	-	-	-
P4-20	50x50	5x5	19/04/2015	429634	7806706	1263	129,3	1,0	1263,0	150,0	73,7	1262,0	8,5	67,7	1188,3	3,7	1,0	1120,7	-	-	-	-	-	-
P4-21	50x50	5x5	19/04/2015	430656	7807005	1288	122,9	1,0	1288,0	137,7	65,1	1287,0	9,0	57,4	1222,0	3,6	1,0	1164,5	-	-	-	-	-	-
P4-22	50x50	5x5	20/04/2015	432796	7807662	1336	44,6	1,0	1336,0	226,9	98,7	1335,0	6,3	36,0	1236,3	2,9	23,1	1200,3	-	-	-	-	-	-
P4-23	50x50	5x5	19/04/2015	431738	7807326	1313	117,7	1,0	1313,0	129,1	63,8	1312,0	12,6	57,9	1248,2	5,1	1,0	1190,3	-	-	-	-	-	-
P4-24	50x50	5x5	20/04/2015	433885	7807907	1361	107,6	1,0	1361,0	276,2	51,7	1360,0	24,8	68,8	1308,3	5,1	1,0	1239,5	-	-	-	-	-	-
P4-25	50x50	5x5	20/04/2015	435075	7808296	1388	52,9	1,1	1388,0	195,7	36,8	1387,0	41,7	94,4	1350,2	3,7	1,0	1255,7	-	-	-	-	-	-
P4-26	50x50	5x5	20/04/2015	435874	7809061	1412	29,0	1,0	1412,0	292,7	71,8	1411,0	19,9	61,1	1339,2	2,3	1,0	1278,2	-	-	-	-	-	-
P4-27	50x50	5x5	20/04/2015	437680	7810135	1461	38,5	1,0	1461,0	323,3	50,0	1460,0	51,5	69,0	1410,0	5,5	1,0	1341,1	-	-	-	-	-	-
P4-28	50x50	5x5	20/04/2015	439674	7810703	1522	16,6	1,0	1522,0	321,4	25,5	1521,0	67,6	82,0	1495,5	6,1	1,0	1413,5	-	-	-	-	-	-
P4-29	50x50	5x5	20/04/2015	441727	7811217	1583	14,3	1,0	1583,0	294,0	22,4	1582,0	72,5	100,6	1559,6	7,5	1,0	1459,0	-	-	-	-	-	-
P4-30	50x50	5x5	20/04/2015	443477	7812270	1643	90,7	1,0	1643,0	118,3	102,1	1642,0	9,4	55,1	1539,9	1,4	1,0	1484,8	-	-	-	-	-	-
P4-31	50x50	5x5	20/04/2015	445045	7813545	1717	218,2	15,1	1717,0	195,9	97,9	1701,9	6,5	57,5	1604,0	2,0	4,2	1546,5	-	-	-	-	-	-
P5-33	50x50	5x5	21/04/2015	452152	7802294	1553	261,1	14,6	1553,0	28,8	81,6	1538,4	8,1	3,4	1456,9	628,0	17,7	1453,4	3,1	1,0	1435,7	-	-	-
P5-34	50x50	5x5	21/04/2015	451538	7801211	1531	110,3	11,7	1531,0	13,2	99,5	1519,3	40,0	104,1	1419,8	13,4	1,0	1315,7	-	-	-	-	-	-
P5-35	25x25	5x5	21/04/2015	449834	7799552	1487	128,0	6,5	1487,0	12,6	48,7	1480,5	1,0	2,4	1431,8	1,0	1,0	1429,5	-	-	-	-	-	-
P5-36	50x50	5x5	21/04/2015	448301	7798528	1449	24,4	4,1	1449,0	40,9	65,9	1444,9	7,6	42,0	1379,0	3,1	1,0	1337,0	-	-	-	-	-	-
P5-37	50x50	5x5	21/04/2015	447316	7797030	1417	146,1	1,2	1417,0	23,5	38,1	1415,8	26,3	85,9	1377,7	4,1	1,0	1291,9	-	-	-	-	-	-
P5-38	50x50	5x5	21/04/2015	446025	7795627	1382	8,9	1,4	1382,0	48,4	21,1	1380,7	48,9	107,1	1359,6	3,0	1,0	1252,5	-	-	-	-	-	-
P5-39	25x25	5x5	21/04/2015	444116	7794717	1346	5,5	1,0	1346,0	14,1	7,8	1345,0	33,4	97,1	1337,2	0,1	5,3	1240,1	1,0	1,0	1234,8	-	-	-
P5-40	50x50	5x5	21/04/2015	443048	7793016	1325	14,9	4,5	1325,0	21,9	25,8	1320,6	16,1	141,2	1294,7	2,0	1,0	1153,5	-	-	-	-	-	-
P5-41	50x50	5x5	21/04/2015	441744	7791438	1284	300,0	1,0	1284,0	26,1	31,6	1283,0	13,0	124,6	1251,4	1,7	1,0	1126,8	-	-	-	-	-	-
P5-42	50x50	5x5	21/04/2015	439411	7788773	1227	100,0	1,0	1227,0	48,5	84,8	1226,0	3,2	1,0	1141,2	13,0	74,6	1140,2	5,2	1,0	1065,6	-	-	-
P5-43	50x50	5x5	21/04/2015	438082	7787147	1198	101,6	88,1	1198,0	13,6	57,2	1109,9	706,9	2,2	1052,7	73,6	1,3	1050,5	3,7	1,0	1049,2	-	-	-
P5-44	50x50	5x5	22/04/2015	437614	7784998	1162	165,7	34,8	1162,0	394,2	62,0	1127,2	8,7	52,9	1065,2	3,5	1,0	1012,3	-	-	-	-	-	-
P5-45	50x50	5x5	22/04/2015	437042	7782915	1131	85,9	34,2	1131,0	1,0	1,3	1096,8	41,4	100,4	1095,5	30,0	8,1	995,1	4,0	1,0	987,0	-	-	-
P5-46	50x50	5x5	22/04/2015	437034	7780774	1118	115,2	54,6	1118,0	8,3	59,6	1063,4	9,2	14,0	1003,8	5,0	1,0	989,8	-	-	-	-	-	-
P5-47	50x50	5x5	22/04/2015	436555	7778782	1104	821,1	49,2	1104,0	241,8	3,0	1054,8	9,6	39,3	1051,9	33,0	33,4	1012,6	5,3	1,0	979,2	-	-	-
P6-48	50x50	5x5	22/04/2015	439066	7783443	1168	470,6	82,8	1168,0	16,0	33,9	1085,2	2,6	2,8	1051,3	3,0	1,0	1048,5	-	-	-	-	-	-
P6-49	50x50	5x5	22/04/2015	440864	7784410	1201	118,7	101,7	1201,0	8,6	48,0	1099,3	3,6	16,4	1051,4	2,2	1,0	1035,0	-	-	-	-	-	-
P6-50	50x50	5x5	22/04/2015	442120	7785279	1237	255,3	54,6	1237,0	45,4	72,3	1182,4	9,3	44,6	1110,2	1,8	1,0	1065,6	-	-	-	-	-	-
P6-51	50x50	5x5	22/04/2015	442999	7785892	1271	142,4	100,4	1271,0	5,2	12,2	1170,6	7,3	17,6	1158,4	200,0	58,8	1140,8	0,5	1,0	1082,0	-	-	-
P6-52	50x50	5x5	22/04/2015	443933	7786351	1311	668,0	67,3	1311,0	400,0	25,8	1243,7	9,7	89,3	1217,9	2,8	1,0	1128,6	-	-	-	-	-	-
P6-53	50x50	5x5	22/04/2015	444883	7786843	1349	294,3	11,6	1349,0	246,7	116,5	1337,5	8,5	36,0	1220,9	3,0	1,0	1184,9	-	-	-	-	-	-
P6-54	50x50	5x5	22/04/2015	445854	7787265	1397	368,7	75,5	1397,0	167,5	60,1	1321,5	4,1	20,2	1261,4	1,9	1,0	1241,3	-	-	-	-	-	-
P6-55	50x50	5x5	22/04/2015	446884	7787747	1449	500,0	5,0	1449,0	490,0	126,6	1444,0	3,0	66,1	1317,5	100,0	1,0	1251,3	-	-	-	-	-	-
P6-56	50x50	5x5	22/04/2015	447492	7788403	1476	311,3	103,7	1476,0	12,5	44,0	1372,3	34,9	5,6	1328,3	1,6	1,0	1322,7	-	-	-	-	-	-
P5-57	50x50	5x5	23/04/2015	428270	7770046	1059	60,1	47,0	1059,0	7,7	61,2	1012,1	77,7	2,7	950,9	6,7	1,0	948,1	-	-	-	-	-	-
P5-58	50x50	5x5	23/04/2015	429323	7771656	1069	76,8	47,7	1069,0	7,5	100,5	1021,3	413,9	1,8	920,8	5,1	1,0	919,0	-	-	-	-	-	-
P5-59	50x50	5x5	23/04/2015	430228	7773293	1071	88,1	50,9	1071,0	8,0	88,8	1020,1	25,1	1,8	931,4	3,2	1,0	929,6	-	-	-	-	-	-
P5-60	50x50	5x5	23/04/2015	431342	7775185	1081	42,2	29,9	1081,0	31,6	29,6	1051,1	11,4	51,0	1021,5	34,2	3,9	970,5	18,2	1,3	966,6	3,1	1,0	96





Annexe II. 2 : Logs géologiques, hydrogéologiques (niveau piézométrique) et géophysiques (résistivité en forage) des forages de contrôle. Ces logs ont été numérisés et modifiés d'après JICA (1995).

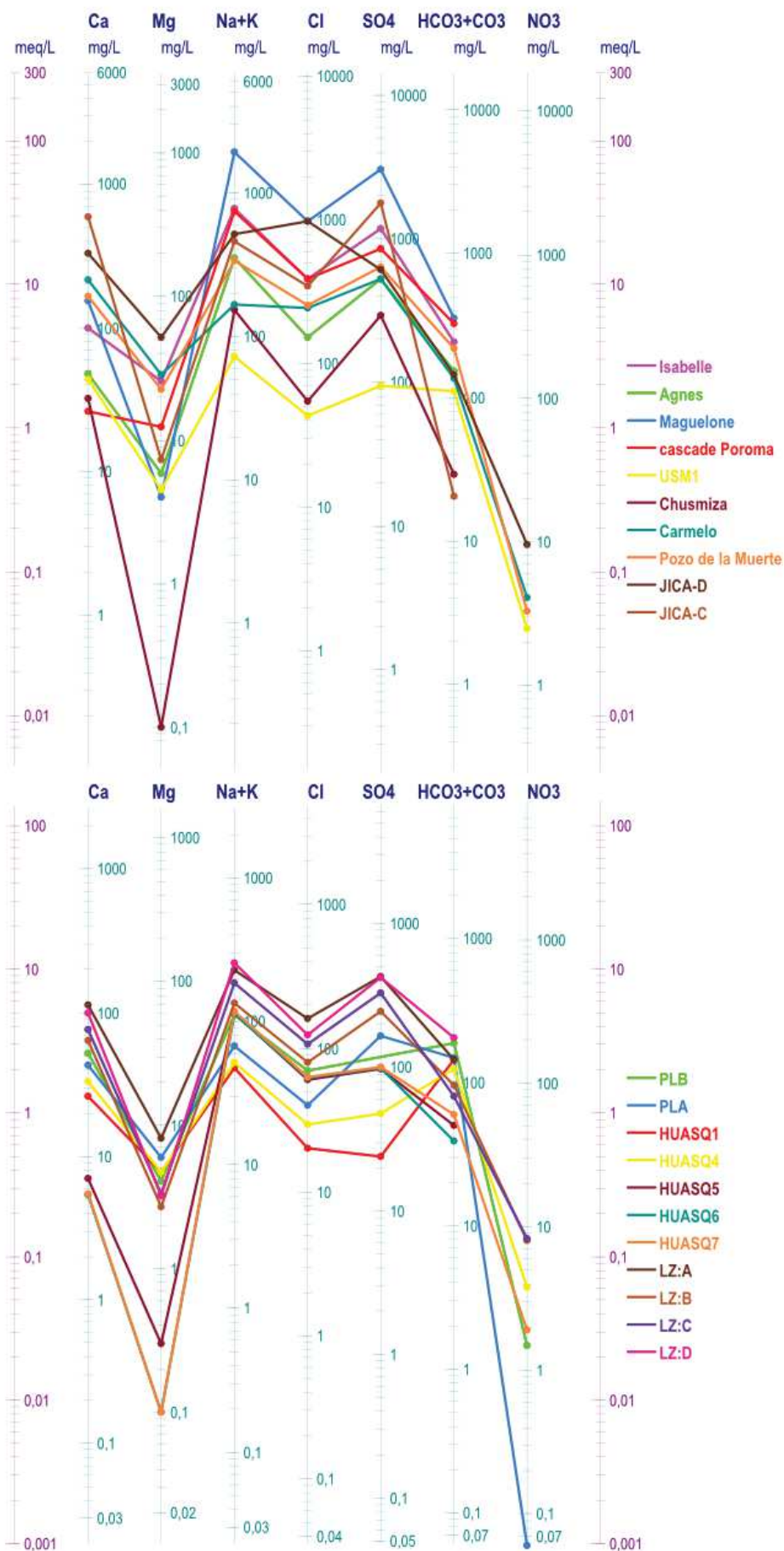
ID	X	Y	Z (m a.s.l.)	Hydraulic Head (m a.s.l.)	Date	Vadose Zone Thickness (m)
PE_001_X	399008	7828767	1124	1119,23	26_11_2013	4,77
PE_001_Y	409671	7813744	1142	1129,36	25_11_2013	12,64
PE_002_Y	408415	7813004	1140	1127,05	25_11_2013	12,95
PE_003_O	435921	7767051	1063	1009,39	13_05_2013	53,61
PE_004_M	416604	7767525	1044	1033,35	13_05_2013	10,66
PE_005_X	425169	7790246	1115	1061,49	22_04_2013	53,52
PE_006_X	401004	7823869	1128	1118,14	25_11_2013	9,86
PE_007_X	393251	7823601	1131	1117,11	26_11_2013	13,89
PE_008_EW	425153	7764282	1044	1007,45	13_05_2013	36,55
PE_008_X	396788	7824092	1130	1119,13	26_11_2013	10,87
PE_009_M	410084	7802796	1149	1132,44	25_11_2013	16,56
PE_010_X	419408	7756985	1027	1004,68	29_11_2013	22,32
PE_012_EW	423271	7786772	1101	1050,76	22_04_2013	50,24
PE_014_EW	424744	7786869	1103	1049,15	22_04_2013	53,85
PE_015_W	411000	7805377	1147	1132,67	25_11_2013	14,33
PE_016_W	411893	7806935	1153	1137,22	25_11_2013	15,78
PE_017_W	410534	7807804	1148	1135,21	25_11_2013	12,80
PE_019_W	410601	7809529	1150	1137,79	25_11_2013	12,21
PE_021_X	418243	7802160	1156	1122,92	17_04_2013	33,08
PE_023_X	431962	7760971	1036	1000,40	13_05_2013	35,60
PE_026_X	416041	7807566	1162	1136,80	18_04_2013	25,20
PE_030_X	417621	7803529	1158	1124,02	17_04_2013	33,98
PE_032_W	425599	7779904	1088	1033,46	22_04_2013	54,54
PE_048_M	407959	7800907	1173	1143,04	25_11_2013	29,96
PE_049_M	405078	7816575	1140	1132,11	25_11_2013	7,89
PE_050_M	404130	7815822	1141	1133,68	25_11_2013	7,32
PE_051_M	423135	7789482	1113	1062,11	22_04_2013	50,90
PE_052_M	421491	7789323	1113	1064,41	22_04_2013	48,59
JICA-5	427469	7760043	1034	1001,9	30_07_2014	32,10
JICA-D	428241	7770096	1059	1011,15	13_04_2015	47,85
JICA-C	426484	7790032	1115	1064,81	29_07_2014	50,19
JICA-4	421746	7803809	1171	1123,08	25_07_2014	47,92
JICA-3	413904	7815704	1152	1140,88	10_07_2014	11,12
Pozo (Pz) de la Muerte	439348	7788723	1227	1141,55	13_04_2015	85,45

Annexe II. 3 : Niveau piézométrique (m a.s.l) mesuré dans les puits ou forages (ID). Les coordonnées des ouvrages sont basées sur le système de coordonnées WGS84 UTM zone 19K et ont été répertoriées par le CIDERH (Centro de Investigación y Desarrollo en Recursos Hídricos). Les altitudes sont indiquées en fonction du srtm-90m, et la valeur Z indique l'altitude (m a.s.l) de la surface du sol au niveau de l'ouvrage.

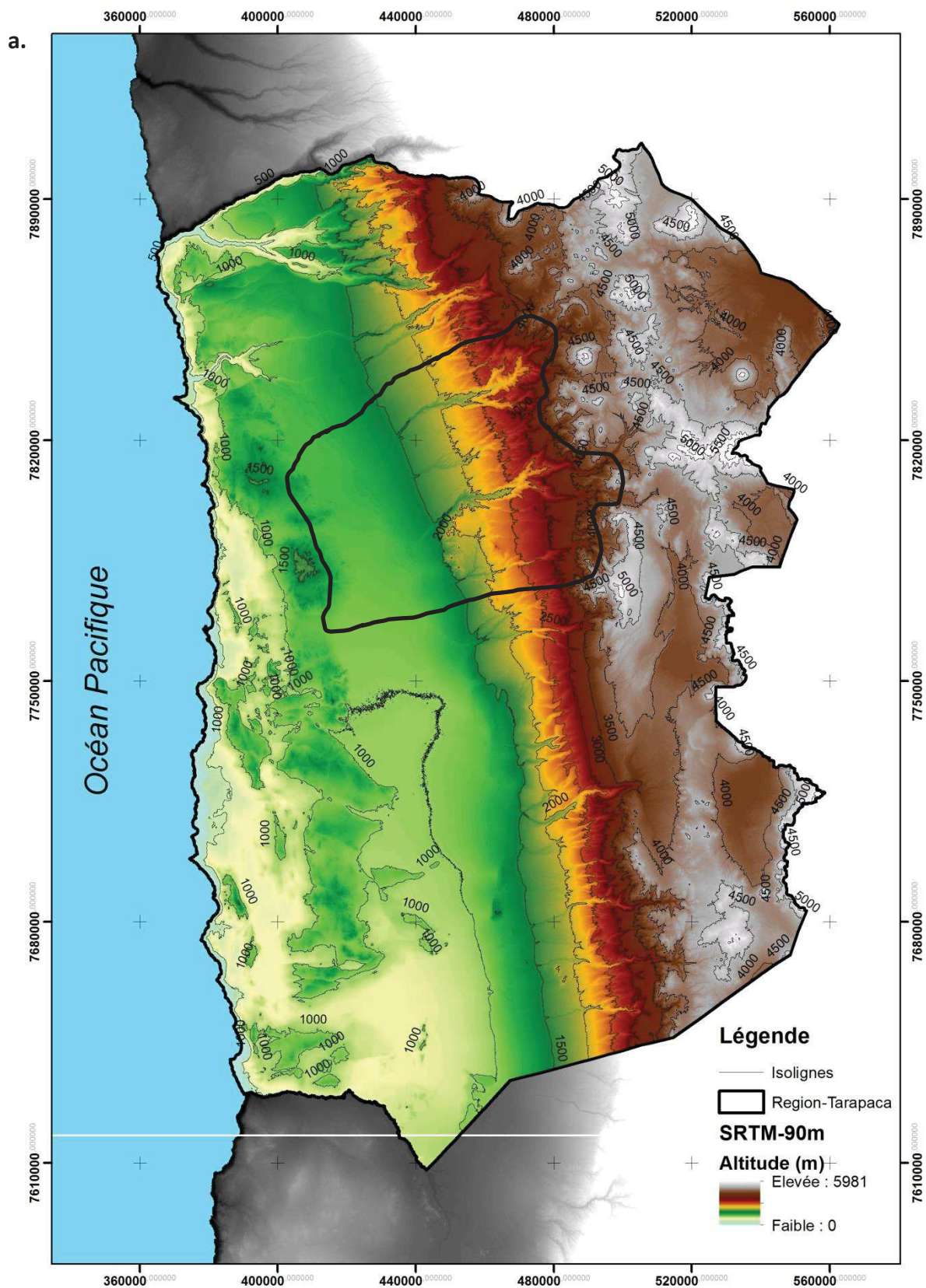
ID	Libellé	X - m UTM	Y - m UTM	Prélèvement	Temp. (°C)	CE - 25°C (μS.cm ⁻¹)	Majeurs (mg/l)										
							CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ³⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Br ⁻	F ⁻
JICA-C	forage	426484	7790032	avril-15	26,2	3780	5,04	15,49	344,4	0,0	1774,9	594,0	7,3	439,4	16,8	0	—
JICA-D	forage	428240	7770095	avril-15	25,6	4187	0,00	142,74	981,4	9,5	612,5	329,2	52,4	469,2	47,6	0	—
Pozo de la Muerte	forage	439348	7788723	avril-15	24,2	2190	0,00	219,60	253,6	3,3	637,8	166,0	22,6	311,9	27,5	0	—
Carmelo	forage	439174	7757337	avril et juin-2015	27,4	1904	0,0	134,8	244,1	4,1	523,5	215,2	28,4	140,9	25,8	0	0,484
Chusmiza	source	481447	7823561	juin-15	44,5	885	2,40	26,84	54,6	0,0	293,7	32,0	0,1	148,3	4,2	0	2,09
USM1	source	477528	7817512	juin-15	18	562	0,00	111,02	43,5	2,5	95,5	43,9	4,5	69,7	2,4	0	1,20
Cascade Poroma	source	481348	7803160	juin-15	10,01	3510	38,40	289,14	391,4	0,0	856,6	26,3	12,4	741,8	6,9	0	5,91
Maguelone	source	473621	7800461	juin-15	20,2	10000	21,00	332,45	979,9	0,0	3049,8	154,4	4,0	1903,4	26,1	0	21,06
Agnes	source	475124	7798966	juin-15	16	1876	0,00	151,28	152,3	0,0	525,9	47,6	5,9	350,9	4,4	0	4,95
Isabelle	source	475234	7798053	juin-15	16,5	5000	0,00	244,00	389,3	0,0	1178,1	99,2	25,9	764,2	13,3	0	9,18
LZ:D	source	464939	7803243	juin-15	17,8	1591	0,00	204,96	123,8	0,0	423,0	99,3	3,2	249,9	5,6	0	2,41
LZ:C	source	465107	7802956	juin-15	17,6	1207	7,20	73,20	106,5	8,3	330,5	76,8	3,3	169,5	14,7	0	2,04
LZ:B	source	465152	7802867	juin-15	20,2	957	0,00	95,16	80,0	8,0	244,1	63,9	2,7	122,5	10,7	0	1,25
LZ:A	source	464401	7802906	juin-15	15,6	1608	0,00	142,74	161,3	0,0	428,0	112,9	8,1	216,3	11,5	0	2,41
LZ:E	source	463318	7803717	mai-14	12,5	5470	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
HUASQ7	source	458292	7816364	juin-15	18	589	0,00	59,78	63,4	1,9	100,8	5,5	0,1	115,5	1,6	0	2,36
HUASQ6	source	458290	7816378	juin-15	28	596	4,80	34,16	62,4	0,0	99,8	5,4	0,1	110,3	1,7	0	2,32
HUASQ5	source	458243	7816544	juin-15	18,1	566	4,80	45,14	60,1	0,0	98,2	7,0	0,3	110,3	4,0	0	2,26
HUASQ4	source	459284	7817585	juin-15	23,7	431	0,00	124,44	29,7	3,8	47,7	33,4	4,7	43,6	8,2	0	0,42
HUASQ1	source	463374	7819348	juin-15	9,1	355	0,00	143,96	20,1	0,0	24,1	26,2	4,7	41,4	6,0	0	0,40
PLA	source	478173	7796860	septembre-14	18	532	19,38	128,07	39,9	0,06	165	42,9	6	62,3	5,5	—	—
PLB	source	464022	7792089	septembre-14	15,2	806	10,55	175,59	70,1	1.49	NULL	52	4.1	107	4.5	—	—

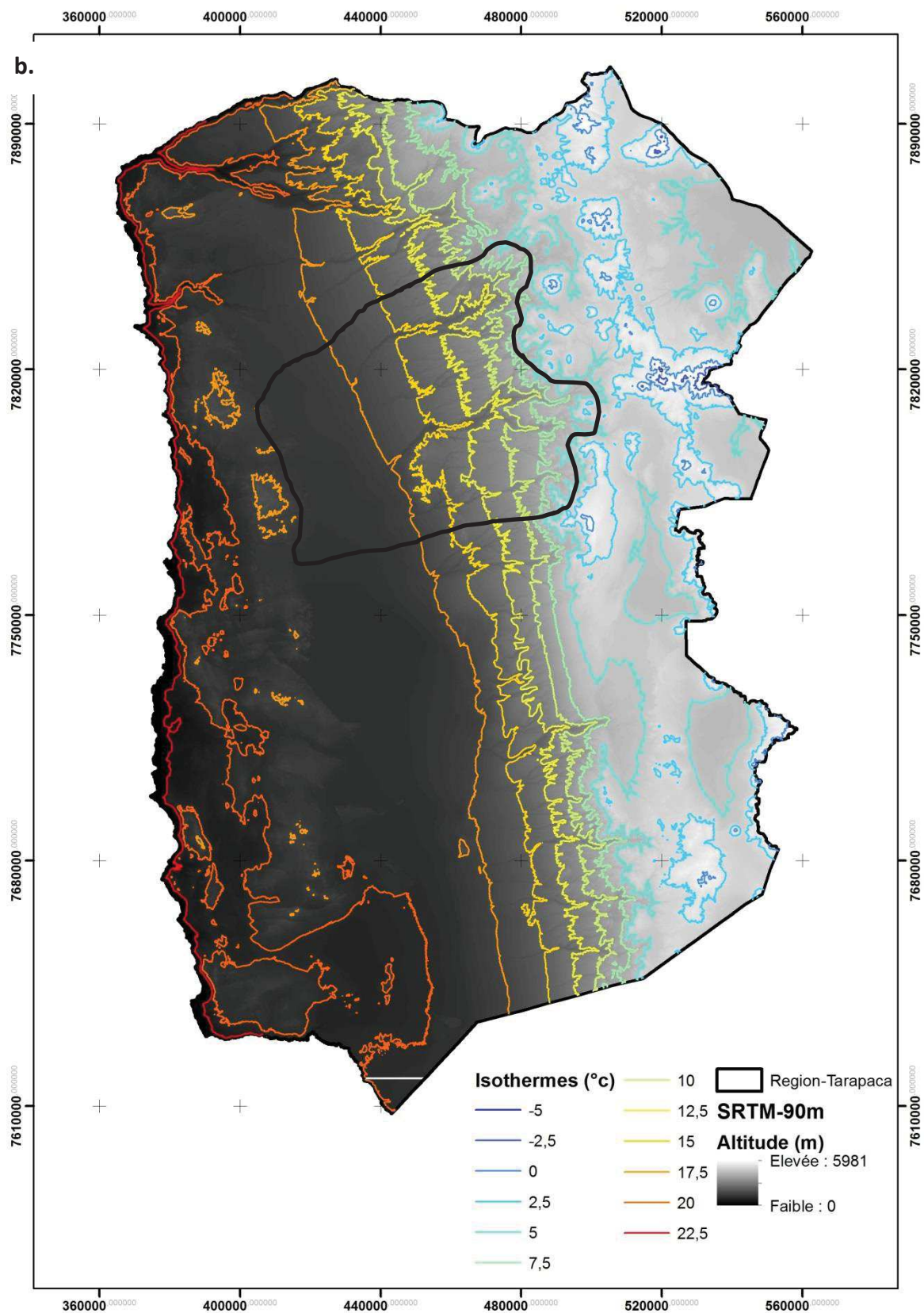
Annexe III. 1 : Résultats des analyses géochimiques des éléments majeurs et en trace. Les valeurs pH ne sont pas présentées en raison d'un dysfonctionnement de la sonde.

ID	Traces (ppb)																							
	Li	B	Al	Si	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Y	Mo	Cd	Cs	Ba	La	Ce	Pb	U
JICA-C	146,41	7403,69	14,08	9079,06	0,69	0,01	129,47	480,43	0,11	0,13	1,54	3,26	59,95	39,4	2329,53	—	45,53	0,03	0,25	14,98	0,01	—	0,07	0,01
JICA-D	2108,6	27495,9	5,61	42296,25	9,27	0,74	30,54	606,85	0,1	0,36	0,42	2,78	34,16	100,48	1911,2	—	2,81	0,1	1,62	65,71	0,01	—	0,08	2,1
Pozo de la Muerte	1320,61	9801,05	12,84	30822,3	11,95	0,34	3,08	19,94	0,05	0,15	0,56	4,83	128,33	101,19	1080,86	—	9,06	0,09	25,64	18,75	0,02	—	0,04	1,76
Carmelo	245,55	6878,15	8,75	37855,62	9,22	0,59	0,79	11,62	0,03	0,15	0,64	6,93	9,34	50,55	1070,76	—	1,34	0,04	8	25,49	0,01	—	0,08	9,94
Chusmiza	242,78	2290,01	19,89	29796,44	0,06	0,02	4,55	18,47	0,07	0,03	0,53	6,88	24,84	39	611,18	—	2,88	0	67,85	31,71	0,02	—	0,04	0
USM1	55,56	1519,65	12,37	20198,14	13,86	0,11	1,86	12	0,04	0,03	0,38	3,33	5,32	2,19	288,17	—	1,8	0	0,15	1,33	0,01	—	0,02	0,63
Cascade Poroma	2265,67	8289,63	18,85	15813,15	8,58	<LQ	3,49	16,94	0,11	0,14	4,37	6,4	18,22	3,21	1007,96	—	1,73	<LQ	0,31	23,99	0,02	—	0,05	0,93
Maguelone	2983,65	21293,46	106,86	23423,53	8,04	2,62	472,34	58,9	3,2	14,99	5,69	5	8,03	140,09	1729,55	—	2,33	<LQ	61,93	7,7	0,76	—	0,09	0,26
Agnes	804,59	4348,94	18,21	13327,35	0,69	<LQ	34,54	104,39	0,06	<LQ	0,42	2,41	2,38	30,38	1396,52	—	1,54	0	51,6	14,23	0,02	—	0,04	0,06
Isabelle	1349,87	8901,03	23,91	20429,84	11,34	<LQ	5,98	28,89	0,13	0,49	4,18	2,92	9,14	19,8	1190,71	—	3,12	0,02	0,74	24,57	0,04	—	0,06	0,39
LZ:D	166,07	4221,35	8,38	28743,04	9,2	0,08	1,4	5,81	0,03	0,07	0,35	1,16	24,53	4,69	495,4	0,06	7,58	0,01	0,12	20,56	0,02	0,02	0,01	3,93
LZ:C	94,61	2811,59	10,27	52057,45	16,87	0,52	0,6	5,43	0,03	0,07	0,81	1,97	49,18	27,42	314,14	0	7,74	0,01	0,11	11,2	0,01	0	0,04	5,96
LZ:B	73,84	2139,54	13,14	43588,93	11,95	0,44	0,57	8,31	0,06	0,02	0,44	1,31	39,77	24,96	256,51	0,02	5,91	0,01	0,27	8,74	0,03	0,03	0,04	6,39
LZ:A	167,3	3454,38	9,23	43023,99	1,37	0,09	0,8	6,37	0,05	0,08	0,94	0,9	11,36	17,3	577,4	0,02	2	0,01	0,13	22,57	0,01	0,02	0,01	0,34
LZ:E	469,2	12344,8	—	21535	24,62	0,29	0,15	3,21	0,18	0,3	1,74	4,35	133,6	2,32	1671,8	0,16	29,28	0,09	0,05	27,4	0,04	0,09	0,07	52,47
HUASQ7	60,53	3227,64	9,23	18667,39	5,68	0,3	1,06	128,17	0,05	0,15	0,27	0,77	22,54	6,39	12,48	0,05	5,46	0	0,2	1,75	0,06	0,33	0,02	0,06
HUASQ6	56,19	3054,8	20,06	17405,43	4,25	0,08	2,25	25,38	0,02	0,06	0,18	0,56	22,1	5,68	12,22	0,02	5,16	0	0,15	0,93	0,02	0,05	0,02	0,09
HUASQ5	51,37	3027,44	6,23	23058,08	6,93	0,09	1	15,66	0,02	0,07	0,24	1,4	24,42	10,41	23,41	0,01	5,15	0,02	0,2	0,92	0,02	0,03	0,02	0,14
HUASQ4	22,45	934,93	20,02	42408,75	12,58	0,36	19,88	14,83	0,04	0,03	0,17	0,33	25,04	19,67	117,77	0	2,89	0,01	0,66	29,29	0,01	0	0,01	1,31
HUASQ1	19,7	509,1	13,18	27192,46	1,43	0,07	14,76	78,4	0,05	0,15	0,38	0,41	13,31	4,82	110,18	0,01	1,58	0,01	0,1	25,84	0,01	0,01	0,01	0,06
PLA	29,3	1134,6	—	24623	4,51	0,06	3,23	2,64	0,02	0,09	1,48	0,25	18,98	1,61	162,8	0,01	4,38	0	0,03	13,9	0,01	0,01	0	0,34
PLB	53,6	1857,5	—	11137	2,2	0,09	14,06	90	0,05	0,15	5,61	0,53	21,42	4,52	329,1	0,04	3,99	0,01	0,11	22,4	0,04	0,08	0,06	0,63



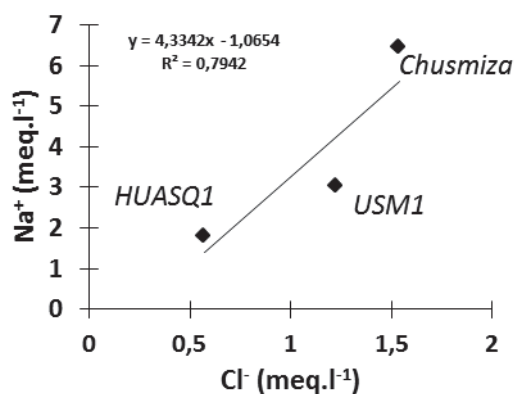
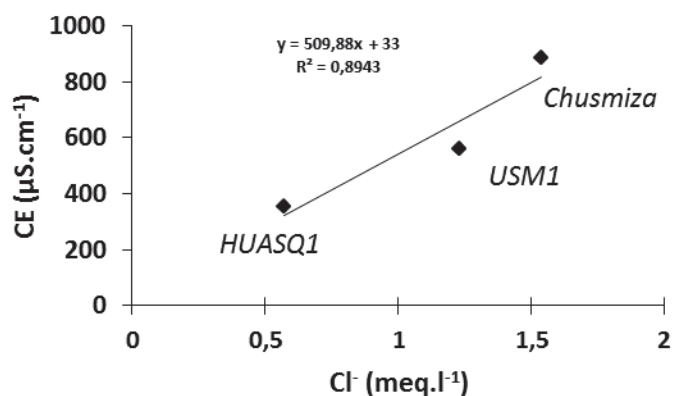
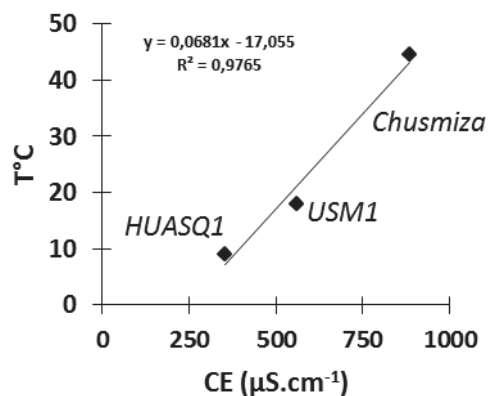
Annexe III. 2 : Diagrammes de Schöeller-Berkaloff des eaux souterraines de la zone d'étude. Ces diagrammes de Schöeller-Berkaloff ont été réalisés avec le logiciel « Diagrammes » du Laboratoire d'Hydrogéochimie d'Avignon (LHA).





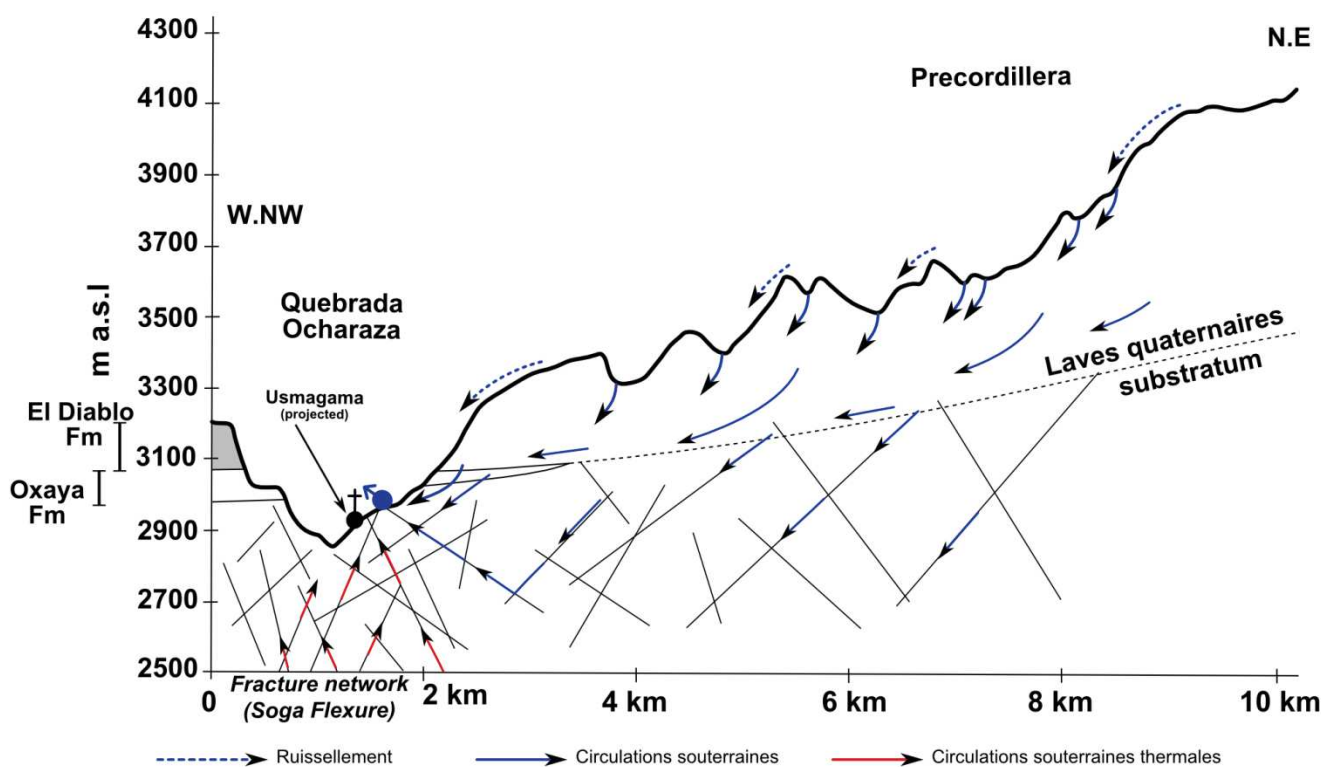
Annexe III. 3 : Evolution de la température moyenne annuelle selon l'altitude dans la région administrative de Tarapaca. a. Evolution de l'altitude. b. Evolution de la température moyenne annuelle. Cette carte a été construite sur la base des chroniques reconstituées de 1961 à 2013 de 9 stations sur les 24 utilisées (les valeurs des 15 autres proviennent de DICTUC, 2006) et réparties à différentes altitudes dans la Dépression Centrale et la Cordillère. Une régression linéaire ($R^2 = 0,9382$) : $T^{\circ}\text{C} = -4,9.10^{-3} * z + 24,225$ a été utilisée (figure b.) Le contour noir illustre la zone d'étude dans la Dépression Centrale.

	Cl ⁻ (meq.l ⁻¹)	Na ⁺ (meq.l ⁻¹)	T°C	CE (μS.cm ⁻¹)
Chusmiza	1,54	6,45	44,5	885
USM1	1,23	3,03	18	562
HUASQ1	0,57	1,8	9,1	355



	% pôle Chusmiza	% pôle HUASQ1
Basé sur Cl ⁻	68	32
Basé sur Na ⁺	26	74
Basé sur CE	39	61
Basé sur CE x Cl ⁻	42	58
Basé sur CE x T°C	19	81

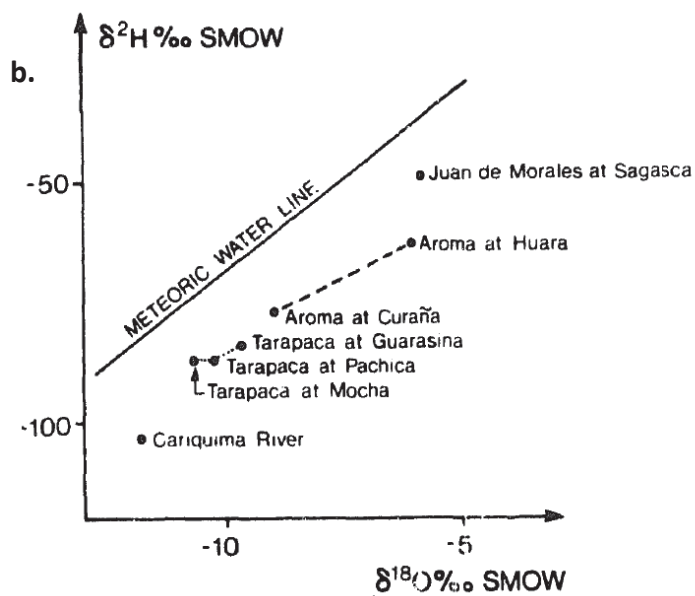
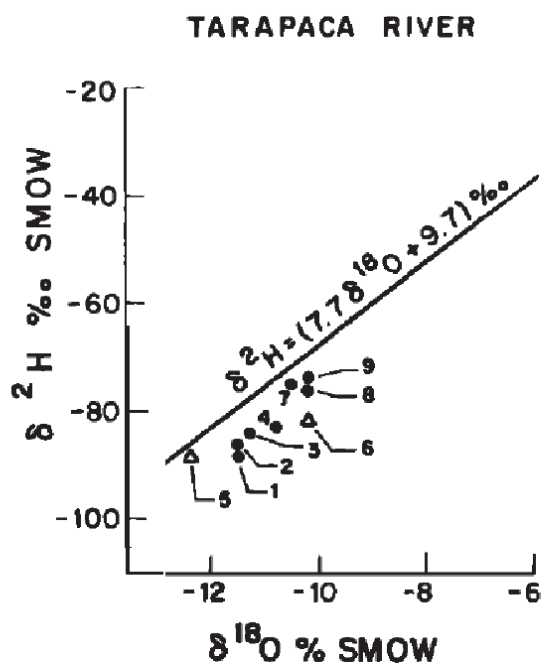
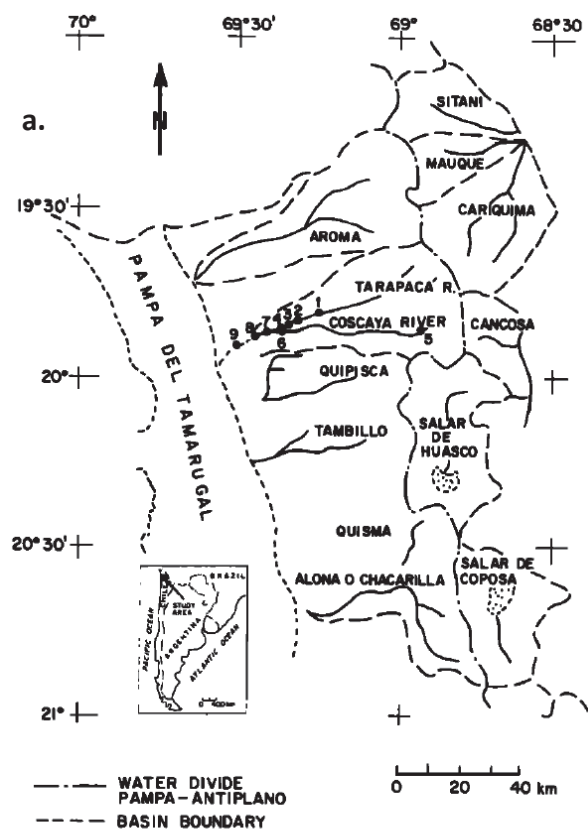
Annexe III. 4 : Estimation de la composante (%) du pôle de « circulations thermales profondes » (Chusmiza) et du pôle « infiltration de surface froide » (HUASQ1) pour l'eau de la source USM1 dans la Quebrada de Ocharaza à Usmagama.



Annexe III. 5 : Coupes hydrogéologiques des circulations souterraines alimentant la source « USM1 » qui fournit Usmagama en eau potable. Se référer à la Figure III.12.

	CE 25°C	CO32-	HCO3-	HCO3+CO3	Cl-	NO3-	SO42-	Ca2+	Mg2+	Na+	K+	Li	B	Al	Si	V	Mn	Fe	Co	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Mo	Cs	Ba	La	Pb
CE 25°C	1,00	0,48	0,68	0,69	0,88	-0,11	0,95	0,41	0,33	0,97	0,56	0,85	0,79	0,81	-0,19	0,04	0,84	0,28	0,83	0,86	0,41	-0,06	0,72	0,74	0,11	0,39	0,16	0,80	0,77
CO32-	0,48	1,00	0,50	0,64	0,38	-0,22	0,47	-0,06	-0,09	0,59	0,00	0,62	0,27	0,45	-0,28	0,05	0,40	-0,09	0,43	0,72	0,45	-0,11	0,12	0,22	-0,03	0,13	-0,08	0,41	0,32
HCO3-	0,68	0,50	1,00	0,99	0,56	-0,15	0,54	-0,07	0,31	0,72	0,32	0,79	0,49	0,55	-0,06	0,27	0,45	-0,19	0,55	0,74	0,32	-0,07	0,42	0,34	-0,36	0,21	0,19	0,53	0,33
HCO3+CO3	0,69	0,64	0,99	1,00	0,57	-0,18	0,57	-0,08	0,25	0,76	0,28	0,82	0,49	0,58	-0,11	0,25	0,47	-0,18	0,57	0,79	0,37	-0,08	0,39	0,35	-0,32	0,21	0,15	0,55	0,35
Cl-	0,88	0,38	0,56	0,57	1,00	0,19	0,75	0,50	0,63	0,80	0,80	0,88	0,98	0,57	-0,01	0,08	0,66	0,56	0,65	0,62	0,37	0,01	0,79	0,76	0,03	0,26	0,47	0,62	0,80
NO3-	-0,11	-0,22	-0,15	-0,18	0,19	1,00	-0,22	0,16	0,45	-0,21	0,54	0,00	0,27	-0,25	0,73	0,62	-0,19	0,28	-0,17	-0,30	-0,06	0,29	0,26	0,01	-0,10	-0,26	0,35	-0,17	0,25
SO42-	0,95	0,47	0,54	0,57	0,75	-0,22	1,00	0,52	0,14	0,93	0,44	0,71	0,63	0,81	-0,29	-0,07	0,89	0,26	0,82	0,81	0,41	0,02	0,67	0,75	0,34	0,42	0,00	0,80	0,73
Ca2+	0,41	-0,06	-0,07	-0,08	0,50	0,16	0,52	1,00	0,46	0,23	0,62	0,18	0,49	0,02	-0,08	-0,14	0,29	0,77	0,09	0,11	0,23	0,35	0,45	0,81	0,78	-0,06	0,34	0,05	0,61
Mg2+	0,33	-0,09	0,31	0,25	0,63	0,45	0,14	0,46	1,00	0,16	0,84	0,49	0,72	-0,15	0,24	0,23	-0,08	0,55	-0,09	0,11	0,31	0,18	0,48	0,56	-0,09	-0,13	0,76	-0,12	0,58
Na+	0,97	0,59	0,72	0,76	0,80	-0,21	0,93	0,23	0,16	1,00	0,39	0,86	0,69	0,88	-0,25	0,03	0,87	0,12	0,89	0,90	0,39	-0,12	0,65	0,60	0,00	0,46	0,03	0,87	0,66
K+	0,56	0,00	0,32	0,28	0,80	0,54	0,44	0,62	0,84	0,39	1,00	0,58	0,86	0,18	0,38	0,24	0,32	0,59	0,29	0,20	0,34	0,35	0,82	0,67	0,08	0,08	0,64	0,26	0,73
Li	0,85	0,62	0,79	0,82	0,88	0,00	0,71	0,18	0,49	0,86	0,58	1,00	0,84	0,63	-0,15	0,13	0,60	0,25	0,64	0,77	0,49	0,03	0,69	0,63	-0,18	0,38	0,34	0,62	0,67
B	0,79	0,27	0,49	0,49	0,98	0,27	0,63	0,49	0,72	0,69	0,86	0,84	1,00	0,45	0,04	0,11	0,55	0,61	0,54	0,47	0,34	0,11	0,81	0,73	0,00	0,23	0,53	0,51	0,76
Al	0,81	0,45	0,55	0,58	0,57	-0,25	0,81	0,02	-0,15	0,88	0,18	0,63	0,45	1,00	-0,18	-0,01	0,94	-0,10	0,97	0,73	0,27	-0,20	0,60	0,33	-0,10	0,59	-0,18	0,97	0,45
Si	-0,19	-0,28	-0,06	-0,11	-0,01	0,73	-0,29	-0,08	0,24	-0,25	0,38	-0,15	0,04	-0,18	1,00	0,47	-0,20	-0,12	-0,11	-0,30	-0,14	0,16	0,17	-0,25	-0,32	-0,17	0,38	-0,12	-0,06
V	0,04	0,05	0,27	0,25	0,08	0,62	-0,07	-0,14	0,23	0,03	0,24	0,13	0,11	-0,01	0,47	1,00	-0,08	-0,23	0,02	0,09	0,01	0,24	0,11	-0,18	-0,23	-0,34	-0,04	0,02	0,08
Mn	0,84	0,40	0,45	0,47	0,66	-0,19	0,89	0,29	-0,08	0,87	0,32	0,60	0,55	0,94	-0,20	-0,08	1,00	0,16	0,97	0,65	0,23	-0,11	0,68	0,50	0,15	0,52	-0,13	0,95	0,55
Fe	0,28	-0,09	-0,19	-0,18	0,56	0,28	0,26	0,77	0,55	0,12	0,59	0,25	0,61	-0,10	-0,12	-0,23	0,16	1,00	-0,02	-0,05	-0,02	0,16	0,36	0,66	0,53	-0,10	0,53	-0,05	0,47
Co	0,83	0,43	0,55	0,57	0,65	-0,17	0,82	0,09	-0,09	0,89	0,29	0,64	0,54	0,97	-0,11	0,02	0,97	-0,02	1,00	0,69	0,25	-0,17	0,67	0,36	-0,08	0,54	-0,15	1,00	0,49
Cu	0,86	0,72	0,74	0,79	0,62	-0,30	0,81	0,11	0,11	0,90	0,20	0,77	0,47	0,73	-0,30	0,09	0,65	-0,05	0,69	1,00	0,44	-0,19	0,36	0,48	-0,02	0,26	-0,01	0,67	0,57
Zn	0,41	0,45	0,32	0,37	0,37	-0,06	0,41	0,23	0,31	0,39	0,34	0,49	0,34	0,27	-0,14	0,01	0,23	-0,02	0,25	0,44	1,00	0,10	0,44	0,50	-0,01	0,52	0,22	0,23	0,65
As	-0,06	-0,11	-0,07	-0,08	0,01	0,29	0,02	0,35	0,18	-0,12	0,35	0,03	0,11	-0,20	0,16	0,24	-0,11	0,16	-0,17	-0,19	0,10	1,00	0,36	0,17	0,44	-0,03	0,04	-0,17	0,06
Rb	0,72	0,12	0,42	0,39	0,79	0,26	0,67	0,45	0,48	0,65	0,82	0,69	0,81	0,60	0,17	0,11	0,68	0,36	0,67	0,36	0,44	0,36	1,00	0,65	0,04	0,54	0,33	0,65	0,72
Sr	0,74	0,22	0,34	0,35	0,76	0,01	0,75	0,81	0,56	0,60	0,67	0,63	0,73	0,33	-0,25	-0,18	0,50	0,66	0,36	0,48	0,50	0,17	0,65	1,00	0,46	0,33	0,42	0,32	0,82
Mo	0,11	-0,03	-0,36	-0,32	0,03	-0,10	0,34	0,78	-0,09	0,00	0,08	-0,18	0,00	-0,10	-0,32	-0,23	0,15	0,53	-0,08	-0,02	-0,01	0,44	0,04	0,46	1,00	-0,16	-0,12	-0,10	0,22
Cs	0,39	0,13	0,21	0,21	0,26	-0,26	0,42	-0,06	-0,13	0,46	0,08	0,38	0,23	0,59	-0,17	-0,34	0,52	-0,10	0,54	0,26	0,52	-0,03	0,54	0,33	-0,16	1,00	0,03	0,54	0,34
Ba	0,16	-0,08	0,19	0,15	0,47	0,35	0,00	0,34	0,76	0,03	0,64	0,34	0,53	-0,18	0,38	-0,04	-0,13	0,53	-0,15	-0,01	0,22	0,04	0,33	0,42	-0,12	0,03	1,00	-0,19	0,33
La	0,80	0,41	0,53	0,55	0,62	-0,17	0,80	0,05	-0,12	0,87	0,26	0,62	0,51	0,97	-0,12	0,02	0,95	-0,05	1,00	0,67	0,23	-0,17	0,65	0,32	-0,10	0,54	-0,19	1,00	0,46
Pb	0,77	0,32	0,33	0,35	0,80	0,25	0,73	0,61	0,58	0,66	0,73	0,67	0,76	0,45	-0,06	0,08	0,55	0,47	0,49	0,57	0,65	0,06	0,72	0,82	0,22	0,34	0,33	0,46	1,00

Annexe III. 6 : Matrice de corrélation des mesures géochimiques des eaux souterraines de la zone d'étude (Annexe III.1)



Annexe III. 7 : Evolution des rapports isotopiques de la molécule d'eau le long des principales quebradas de la zone d'étude. **a.** Evolution isotopique des eaux de surface le long de la Quebrada de Tarapaca (Aravena et Suzuki, 1990). **b.** Evolution isotopique le long des principales quebradas de la zone d'étude (Fritz *et al.*, 1981).

