



**Caractérisation des processus de transferts et
d'interactions entre les compartiments hydrologiques,
hydrogéologiques et cryosphériques d'un bassin versant
andin semi-aride soumis à une forte variabilité
climatique (Vallée de l'Elqui – Chili)**

Jonathan Pourrier

► **To cite this version:**

Jonathan Pourrier. Caractérisation des processus de transferts et d'interactions entre les compartiments hydrologiques, hydrogéologiques et cryosphériques d'un bassin versant andin semi-aride soumis à une forte variabilité climatique (Vallée de l'Elqui – Chili). Hydrologie. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2014. Français. NNT : 2014MON20108 . tel-01523738

HAL Id: tel-01523738

<https://theses.hal.science/tel-01523738>

Submitted on 16 May 2017

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 **l'Université Montpellier II**

Préparée au sein de l'école doctorale SIBAGHE
Et de l'unité de recherche Hydrosociétés Montpellier

Spécialité : **Eau continentale et sociétés**

Présentée par **Jonathan POURRIER**

**Caractérisation des processus de transferts et
d'interactions entre les compartiments hydrologiques,
hydrogéologiques et cryosphériques d'un bassin
versant andin semi-aride, soumis à une forte
variabilité climatique (Vallée de l'Elqui – Chili)**

Soutenue le 15 décembre 2014 devant le jury composé de

M. Hervé JOURDE, Professeur à l'Université Montpellier II
M. Jean Denis TAUPIN, Chargé de recherche à l'IRD
Mme Christelle MARLIN, Professeur à l'Université Paris sud
M. Pierre RIBSTEIN, Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie
M. Marc DZIKOWSKI, Maître de conférences à l'Université de Savoie
M. Christian LEDUC, Directeur de recherche à l'IRD
Mme Christelle BATIOT, Maître de conférences à l'Université Montpellier II

Directeur
Co-directeur
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Invitée

Remerciements

Dans un premier temps, je tiens à remercier le conseil scientifique de l'université de Montpellier II, qui a permis la réalisation de ce travail de thèse grâce à l'attribution d'un financement doctoral. Ces travaux de recherche n'aurait pas non plus pu être réalisés sans le soutien financier du programme ECOS-CONYCIT (ECOS C10U01).

Je remercie chaleureusement les membres du jury qui ont accepté de rapporter et d'examiner mon travail, Christelle Marlin, Pierre Ribstein, Marc Dzikowski et Christian Leduc. Je remercie également les personnes ayant accepté de participer aux comités de pilotage qui m'ont permis de garder le cap durant cette thèse : Christian Leduc, Simon Gascoin, David Labat et Christophe Kinnard.

Ces trois années ont été partagées entre des séjours au Chili dans le cadre des campagnes de terrains et des phases d'exploitation des données acquises, en France. Côté chiliens, je remercie Claudio Vasquez et Bernardo Broitman pour m'avoir accueilli au CEAZA et soutenu logistiquement et financièrement. Côté français, je remercie Eric Servat de m'avoir accueilli dans les locaux d'Hydrosciences Montpellier.

Dans un second temps je tiens à remercier toutes les personnes avec qui j'ai travaillé, échangé et partagé durant ces trois années. Je remercie Hervé Jourde, qui m'a accordé sa confiance en me confiant ce travail de thèse et qui m'a soutenu et motivé dans les phases difficiles de cette grande aventure. Merci à Jean Denis Taupin, qui m'a été d'une grande aide dans les phases de terrain, participant à la mise en place du réseau d'échantillonnage et m'apportant ses conseils pour l'évolution en haute montagne. Jean Denis fut également d'une grande aide dans la compréhension de la géochimie isotopique. Merci à Christelle Batiot qui m'a empêché de me noyer sous la montagne de données géochimiques disponibles et qui a été d'un grand soutien durant la phase de rédaction. Je remercie également les personnes que j'ai eu la chance de rencontrer au cours de ces trois années et qui m'ont beaucoup apportées tant sur le plan professionnel que sur le plan personnel. Je pense à Sébastien Monnier et Christophe Kinnard avec qui j'ai partagé les aventures chiliennes à La Serena comme en montagne. Un grand merci à Simon Gascoin qui a suivi mon parcours depuis Toulouse et m'a aiguillé dans la rédaction d'article et dans le cadre des comité de pilotage. Ces personnes constituent le premier cercle de mon entourage professionnel et sans eux cela aurait été compliqué !

Ce travail n'aurait pas été jusque là sans le soutien technique du CEAZA-met et de l'équipe glaciologie du CEAZA qui ont assurés la récolte des échantillons et le suivi des expérimentations durant nos périodes d'absence. Je pense notamment à Osvaldo Painemal, Robinson Godoy et Rodrigo Alvarez pour l'équipe CEAZA-met. Dans l'équipe glaciologie je remercie Michal Petlicki, Jakob Abermann, Grant Macdonald, Carlos Mendoza et Shelly Macdonell.

J'ai une pensée particulière pour Gustavo Freixas Jimenez, technicien à la DGA, qui a été un soutien énorme par ses connaissances de terrain du bassin versant de l'Elqui et qui a été un contact

indispensable nous permettant d'accéder facilement à la banque de données hydrométéorologique de la DGA. Merci pour sa patience et sa passion.

L'organisation de missions de terrains à l'étranger est un casse tête dont j'aurais eu du mal à me sortir sans l'aide de Catherine Marchand en France et d'Alejandra Zaraste et Nelida Espinoza au Chili.

Merci à Pierre Marchand et Pascal Brunet pour leurs explications claires du fonctionnement et de l'utilisation des instruments que j'ai utilisé dans le cadre de ce travail.

Merci à Roger Saravaia et Kristine Gujda, toujours prêts à donner un coup de main pour vous sortir du pétrin.

Un grand merci à mes copains de thèse, ces 3 années auraient été bien plus mornes sans vous ! Je pense à Vivien Hakoun, Marie Savéan, Éléonore Resongles, Nicolas Briant, Benoit Viguié, Arnold Molina. Un merci particulier à Paul Hublart qui a été d'une grande aide lors de la seconde campagne de terrain.

Je tiens également à remercier Denis Ruelland pour les échanges que nous avons eus à propos des travaux réalisés au Chili, mais aussi à propos de la thèse en général.

Un grand merci aux copains des Afférages, Marine, Morgan et Aurélien toujours là pour me changer les idées ou me remotiver autour d'une bière fraîche !

Merci à mes parents, ma sœur et le reste de ma famille pour leur soutien dans cette aventure, et tout au long de la vie d'étudiant qui m'a amené jusque là.

Pour terminer je remercie Louise pour sa grande patience et sa compréhension dans les moments difficiles, pour son aide dans les phases de relecture, et pour tous les bons moments passés ensemble au Chili.

Résumé :

Dans les bassins versants montagneux semi-arides du nord du Chili, l'association entre une forte variabilité climatique et une demande en eau croissante provoque un stress sur la ressource. Dans un contexte de changement climatique, la compréhension du fonctionnement hydrologique de ce type de système est un enjeu majeur pour l'adaptation des modèles de gestion de la ressource en eau. Il est notamment important d'approfondir les connaissances sur les modalités de transfert et d'interaction entre les compartiments hydrologiques, hydrogéologiques et cryosphériques. Ce travail, qui s'appuie sur plus de 40 ans de données hydro-météorologiques, porte sur la caractérisation du fonctionnement hydrologique et hydrogéologique du bassin versant de l'Elqui depuis la tête de bassin, située au cœur de la cordillère des Andes, jusqu'aux vallées de la zone inférieure situées entre 2000 et 500 mètres d'altitude. La base de donnée hydrométéorologique a été complétée par des mesures hydrologiques sur la zone supérieure (au-delà de 2000 mètres d'altitude) ainsi que par des données géochimiques (majeurs, traces) et isotopiques (2D, 18O) sur la totalité de la zone d'étude. La géologie est complexe, de type volcanique dans la partie supérieure, avec du géothermalisme et des zones d'altération hydrothermales; elle est principalement granitique dans la partie inférieure, le chevelu hydrographique se situant dans des sédiments alluviaux issus de l'érosion.

Dans la zone supérieure, les analyses hydrologiques, géochimiques et isotopiques réalisées au niveau d'un système glaciaire complexe (assemblage d'un glacier, d'un glacier couvert, de glaciers rocheux et de moraines) ont permis d'identifier un double système de drainage souterrain des eaux de fonte. Le premier permet un transfert lent et diffus à travers un milieu constitué de débris rocheux présentant un contenu en glace variable, tandis que le second permet un transit rapide et concentré via un réseau de conduits glaciaires à travers le glacier couvert. Ces analyses ont également montré que la production d'eau de fonte par le glacier ($10 \mu\text{S/cm} < \text{EC} < 50 \mu\text{S/cm}$) diminue fortement en fin d'été austral (mars-avril), tandis que le glacier rocheux continue de produire de l'eau ($150 \mu\text{S/cm} < \text{EC} < 190 \mu\text{S/cm}$), indiquant un stockage temporaire en conséquence d'un temps de transit plus long.

Dans la zone inférieure, la caractérisation des interactions surface-souterrain à partir des données hydrodynamiques, géochimiques (majeurs, traces et radon), et isotopiques a montré qu'il existe une bonne connectivité entre le compartiment hydrologique et les compartiments hydrogéologiques : drainage ou alimentation de la nappe alluviale par les cours d'eau, le compartiment alluvial présentant également une bonne connectivité avec le compartiment plutonique. Les données isotopiques ont permis de déterminer une altitude de recharge des eaux souterraines alluviales proche de 3000 mètres, soulignant l'importante contribution hydrique de la zone supérieure vers la zone inférieure du bassin.

Table des matières

Introduction générale.....	15
Chapitre 1 : Ressource en eau dans les Andes chiliennes.....	21
I-Le Chili, un territoire marqué par la problématique de la ressource en eau.....	21
I.1-Histoire géologique.....	21
I.2-Climat.....	26
I.3-La ressource en eau dans les bassins versants chiliens.....	30
II-Le bassin versant de l'Elqui.....	32
II.1-Contexte géographique de la zone d'étude.....	32
II.2-Contexte géologique de la zone d'étude.....	34
II.3-Contexte climatique de la zone d'étude.....	37
II.4-Contexte hydrogéologique et hydrologique.....	39
II.5-Identification des compartiments constitutifs de l'hydrosystème.....	45
III-Instrumentation du bassin versant de l'Elqui et collecte de données complémentaires.....	46
III.1-Données hydro-météorologiques disponibles sur le bassin versant de l'Elqui.....	47
III.2-Collecte de données hydro-météorologiques et hydrochimiques complémentaires.....	50
III.3-Méthodologie de traitement et d'interprétation des données.....	57
Chapitre 2 : Interactions entre compartiments cryosphériques et hydrologiques dans la zone supérieure du bassin versant de l'Elqui.....	59
I-Les interactions cryosphère-hydrosphère dans les Andes arides.....	59
II-Outils et méthodes d'étude des processus d'interactions entre compartiments cryosphériques, hydrologiques et hydrogéologiques.....	60
II.1-Caractérisation du contexte hydrologique.....	60
II.2-Caractérisation physico-chimique des masses d'eau.....	61
II.3-Caractérisation du fonctionnement hydrodynamique d'un secteur.....	62
III-Contexte hydro-météorologique de la zone supérieure.....	62
III.1-Données hydro-météorologiques historiques.....	62
III.2-Données hydrologiques acquises dans le cadre de ce doctorat.....	68
IV-Caractéristiques physico-chimiques et isotopiques des masses d'eau.....	71
IV.1-Caractérisation des teneurs isotopiques des précipitations.....	71
IV.2-Caractérisation physico-chimique des masses d'eau superficielles et souterraines.....	77
IV.3-Teneurs isotopiques des masses d'eau.....	89
V-Fonctionnement hydrologique d'un bassin versant englacé.....	94
V.1-Marquage physico-chimique des masses d'eau par les compartiments de l'hydrosystème.....	95
V.2-Glacier meltwater flow paths and storage in a geomorphologically complex glacial foreland: The case of the Tapado glacier, dry Andes of Chile (30°S).....	99
V.3-Apports des méthodes de traçage naturel et artificiel aux connaissances sur le fonctionnement hydrologique du secteur Tapado.....	116
VI-Fonctionnement hydrologique des bassins versants partiellement ou non englacés.....	124
VII-Particularités du fonctionnement hydrologique de la zone supérieure.....	127
Chapitre 3 : Interactions entre compartiments superficiels et souterrains dans la zone inférieure du bassin versant.....	129
I-Les processus d'interaction surface-souterrain.....	129
II-Méthodes d'étude des processus d'interactions entre eaux superficielles et eaux souterraines.....	132
II.1-Détermination de la connectivité entre compartiments.....	132
II.2-Caractérisation des transferts entre compartiments.....	135
III-Présentation du contexte hydro-climatique dans la zone inférieure du bassin versant.....	137

IV-Propriétés physico-chimiques des masses d'eau de la zone inférieure.....	149
IV.1-Propriétés physico-chimiques.....	149
IV.2-Isotopes stables de l'eau.....	156
V-Connectivité et processus de transfert entre cours d'eau et aquifère alluvial.....	158
V.1-Estimation de la connectivité entre compartiments souterrains et superficiels.....	158
V.2-Caractérisation des processus de transfert entre compartiments souterrains et superficiels. .	175
VI-Synthèse sur les processus d'interactions surface-souterrain, leur dynamique et leur variabilité	189
VI.1-Processus d'interactions surface-souterrain dans la zone inférieure du bassin versant de l'Elqui	189
VI.2-Impact des forçages climatiques sur la variabilité des processus d'interaction surface-souterrain, la qualité et la disponibilité des masses d'eau.....	191
Conclusion générale.....	195
I-Caractérisation du fonctionnement hydrologique de la zone supérieure du bassin versant de l'Elqui.....	195
I.1-Fonctionnement hydrologique des bassins versants englacés.....	195
I.2-Fonctionnement hydrologique des bassins versant partiellement ou non-englacés.....	197
I.3-Impact des forçages climatiques sur le fonctionnement hydrologique de la zone supérieure. .	197
II-Caractérisation du fonctionnement hydrologique de la zone inférieure du bassin versant de l'Elqui.....	198
II.1-Processus d'interaction surface-souterrain.....	198
II.2-Impact des forçages climatiques sur les interactions surface-souterrain.....	199
III-Apports sur les connaissances du fonctionnement hydrologique global du bassin versant de l'Elqui.....	200
Références.....	203
Annexe 1.....	205
Annexe 2.....	206
Annexe 3.....	208
Annexe 4.....	230
Annexe 5.....	232
Annexe 6.....	240

Index des illustrations

Figure 1: Localisation des régions semi-arides montagneuses dans le monde (ellipses noires).....	15
Figure 2: Représentation schématique des spécificités climatiques et hydrologiques d'un bassin versant semi-aride montagneux.....	16
Figure 3: Bloc diagramme représentant les processus géologiques liés à une zone de subduction. 22	
Figure 4: Coupes schématiques représentant les formations géologiques et la structure de la marge au début (haut) et à la fin (en bas) de la phase d'assemblage du Gondwana. Source : (Mpodozis and Ramos, 1990).....	22
Figure 5: Coupes schématiques représentant les formations géologiques et la structure de la marge pour les trois étapes de la phase andine. Source : (Mpodozis and Ramos, 1990).....	24
Figure 6: Géométrie de la subduction au Crétacé sup. (a), entre le Crétacé sup. et le Miocène inf. (b), et entre le Miocène sup et la période actuelle (c). Evolution de la vitesse de convergence des plaques depuis le Crétacé supérieur. Source : Charrier et al. (2007).....	25
Figure 7: Variabilité spatiale du pendage de la subduction et structures morphologiques principales de la cordillère. Source : Charrier et al. (2007).....	26
Figure 8: Position de la ZCIT et direction des vents de surface durant l'été (à gauche) et l'hiver austral (à droite). Source : Rozanski et al. (1995).....	27
Figure 9: Schéma représentant les circulations atmosphériques et océanique dans le pacifique en conditions normales. Source : www.cnes.fr	28
Figure 10: Le bassin versant de l'Elqui : topographie, réseau hydrographique, principales villes et découpage des secteurs.....	34
Figure 11: Carte géologique simplifiée du bassin versant de l'Elqui. Source : (DGA, 2003b).....	35
Figure 12: Stock d'eau contenu dans la retenue artificielle de Puclaro en 2008 (Haut) et 2011 (bas). Source : Google earth.....	39
Figure 13: Cartographie des zones agricoles irriguées dans le bassin versant de l'Elqui. Source : CNR, 1959.....	44
Figure 14: Localisation des stations pluviométriques dans le bassin versant de l'Elqui.....	48
Figure 15: Localisation des stations fluviométriques dans le bassin versant de l'Elqui.....	48
Figure 16: Localisation des stations piézométriques dans le bassin versant de l'Elqui.....	49
Figure 17: Localisation des sites de mesures du débit dans la zone supérieure.....	51
Figure 18: Localisation des sites de prélèvement d'eau superficielle dans la zone supérieure.....	53
Figure 19: Localisation des sites de prélèvement d'eau souterraines dans la zone supérieure.....	53
Figure 20: Localisation des collecteurs de précipitations dans le bassin versant de l'Elqui.....	55
Figure 21: Localisation des point de prélèvement d'eau superficielles dans le bassin versant de l'Elqui.....	55
Figure 22: Localisation des points de prélèvements d'eau souterraine dans le bassin versant de l'Elqui.....	56
Figure 23: Localisation des stations de mesures hydrométriques dans le bassin versant de l'Elqui. 61	
Figure 24: Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans le secteur Laguna. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B. (a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).....	64
Figure 25: Chroniques de précipitation (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans le secteur Laguna à l'échelle mensuelle.....	65

Figure 26: Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans le secteur Toro. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).....	66
Figure 27: Chroniques de précipitation (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans le secteur Toro à l'échelle mensuelle.....	67
Figure 28: Localisation des points de jaugeages par dilution chimique dans la zone supérieure.....	69
Figure 29: Localisation des sites de prélèvements d'eau superficielle dans la zone supérieure.....	71
Figure 30: Localisation des sites de prélèvements d'eau souterraine dans la zone supérieure.....	72
Figure 31: Droite météorique locale déterminée à partir des échantillons de précipitations récoltés sur le bassin versant de l'Elqui.....	75
Figure 32: Gradient altitudinal des teneurs en oxygène 18 des précipitations.....	76
Figure 33: Diagramme de Piper rassemblant les échantillons récoltés sur la zone supérieure en période de basses eaux.....	80
Figure 34: Diagramme de Piper rassemblant les échantillons récoltés sur la zone supérieure en période de hautes eaux.....	81
Figure 35: Teneurs isotopiques des échantillons d'eau souterraines et superficielles récoltées sur la zone supérieure et droites météorique locales calculées par différents auteurs. Source : Squeo et al., (2006) ; Strauch et al., (2006).....	93
Figure 36: Localisation des sites de jaugeages par dilution chimique dans le secteur Tapado.....	94
Figure 37: Localisation des points de prélèvement d'eau superficielle et souterraine dans le secteur Tapado.....	116
Figure 38: Variations journalières des teneurs en Deutérium à EGS, WGS et GFO.....	119
Figure 39: Restitution des expériences de traçage artificiel enregistrée à GFO (bleu) et DS (vert) après quatre injections d'uranine à WGS.....	121
Figure 40: Représentation graphique et tableau de valeurs des paramètres de l'aquifère calculés à partir de l'interprétation de la restitution d'uranine à GFO.....	123
Figure 41: Localisation des stations pluviométriques dans la zone inférieure.....	139
Figure 42: Localisation des stations de mesure fluviométrique dans la zone inférieure.....	140
Figure 43: Localisation des stations de mesures piézométriques dans la zone inférieure.....	142
Figure 44: Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans la partie haute du secteur Turbio. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).....	144
Figure 45: Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans la partie haute du secteur Claro. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen	

(points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).....	145
Figure 46: Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans la partie basse du secteur Claro. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).....	146
Figure 47: Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans la partie haute du secteur Elqui. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).....	147
Figure 48: Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans la partie basse du secteur Elqui. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).....	148
Figure 49: Localisation des sites de prélèvements d'eau superficielle (en haut) et souterraine (en bas) dans la zone inférieure.....	150
Figure 50: Diagramme de Piper rassemblant les échantillons récoltés durant la période de basses eaux sur la zone inférieure du bassin versant.....	153
Figure 51: Diagramme de Piper rassemblant les échantillons récoltés durant la période de hautes eaux sur la zone inférieure du bassin versant.....	154
Figure 52: Teneurs isotopiques des échantillons superficiels et souterrain de la zone inférieure en période de hautes et basses eaux.....	157
Figure 53: Cycles annuels moyens des ratios entre les stations aval et amont de chacun des secteurs. ratio > 1 : la rivière gagne de l'eau ; ratio <1 la rivière perd de l'eau.....	161
Figure 54: Moyenne des résultats de deux campagnes de jaugeages différentiels réalisés en février et avril 1960 entre La Serena et Algarrobal. Partie gauche : la rivière gagne de l'eau ; Partie droite : la rivière perd de l'eau. Source : CNR, 1987.....	175
Figure 55: Chroniques de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans la partie haute du secteur Turbio.....	177
Figure 56: Chroniques de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans la partie basse du secteur Turbio.....	177
Figure 57: Chroniques de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans la partie haute du secteur Claro.....	180
Figure 58: Chroniques de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans la partie basse du secteur Claro (Quebrada de Paihuano).....	180
Figure 59: Chroniques de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans la partie haute du secteur Elqui.....	187
Figure 60: Chroniques de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans la partie	

haute du secteur Elqui.....	187
Figure 61: Chroniques de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans la partie basse du secteur Elqui.....	188
Figure 62: Chroniques de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans la partie basse du secteur Elqui.....	188
Figure 63: Schéma conceptuel récapitulatif du fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Elqui.....	201

Index des tableaux

Tableau 1: Précipitations moyennes durant les années El Niño, La Niña et les années neutre. Source : (Young et al., 2010).....	38
Tableau 2: Mesures de débit réalisées dans la zone supérieure et débit spécifique des principaux affluents, à l'échelle mensuelle, entre 2012 et 2013.....	70
Tableau 3: Teneur isotopique des échantillons de précipitation récoltés sur le bassin versant de l'Elqui entre 2011 et 2013, et teneurs isotopiques du glacier Tapado pour les très hautes altitudes (voir V.2.2).....	73
Tableau 4: Conductivité électrique et concentrations éléments majeurs des masses d'eaux superficielles et souterraines échantillonnées dans la zone supérieure.....	87
Tableau 5: Concentrations en éléments traces des masses d'eaux superficielles et souterraines échantillonnées dans la zone supérieure.....	88
Tableau 6: Teneurs en isotopes stables des échantillons récoltés sur la zone supérieure entre 2011 et 2013.....	91
Tableau 7: Récapitulatif des temps d'arrivée des expériences de traçage artificiel.....	122
Tableau 8: Couverture glaciaire des zones drainées par les différents affluents du Rio Colorado et débit spécifique.....	125
Tableau 9: Altitude de recharge estimée pour les eaux prélevées à l'exutoire des compartiments souterrains de la zone supérieure.....	126
Tableau 10: Critères, classification et notation appliquées dans le cadre de la méthode de calcul de l'index de connectivité. (Source : Ransley et al., 2007).....	134
Tableau 11: Paramètres caractéristiques des stations pluviométriques du bassin versant de l'Elqui.	138
Tableau 12: Paramètres caractéristiques des stations fluviométriques du bassin versant de l'Elqui.	140
Tableau 13: Paramètres caractéristiques des stations piézométriques du bassin versant de l'Elqui.	141
Tableau 14: Paramètres physico-chimiques des échantillons prélevés dans les compartiments superficiels et souterrain de chacun des secteurs de la zone inférieure.....	155
Tableau 15: Synthèse des résultats d'une campagne de jaugeages différentiels réalisée en avril 2009.....	160
Tableau 16: Application du principe du jaugeage différentiel sur les chroniques de débit à l'échelle mensuelle. Source : DGA, 2014.....	161
Tableau 17: Prélèvements d'eau superficielle pour l'irrigation des cultures, minimums, moyens et maximums.....	162
Tableau 18: Écarts en valeurs absolues entre les paramètres des masses d'eau superficielles et souterraines.....	167
Tableau 19: Indices d'écarts entre les paramètres des masses d'eau superficielles et souterraines	167
Tableau 20: Classement des quatre zones selon chacun des paramètres physico-chimiques.....	167
Tableau 21: Détermination de l'indice de connectivité selon Ransley and Tottenham, (2007).....	169

Tableau 22: Résultats des mesures ponctuelles de Radon effectuées en avril 2013.....	171
Tableau 23: Récapitulatif des résultats apportés par chacune des méthodes de détermination d'un indice de connectivité.....	173
Tableau 24: Altitude de recharge des compartiments souterrain du secteur Turbio, déterminée à partir du gradient altitudinal calculé dans le chapitre 2.....	178
Tableau 25: Données physico-chimiques des compartiments souterrains et superficiels du secteur Claro (Rappel du tableau 14).....	182
Tableau 26: Altitude de recharge des compartiments souterrain du secteur Claro, déterminée à partir du gradient altitudinal calculé dans le chapitre 2.....	184
Tableau 27: Altitude de recharge des compartiments souterrain du secteur Elqui, déterminée à partir du gradient altitudinal calculé dans le chapitre 2.....	186

Introduction générale

Les zones semi-arides chaudes ou froides sont généralement localisées aux alentours de 30° de latitude dans les hémisphères nord et sud. La localisation de ces zones climatiques concorde régulièrement avec celle des massifs montagneux (Figure 1), comme c'est le cas pour la cordillère des Andes (Amérique du Sud), la chaîne des Rocheuses (Amérique du nord), le massif de l'Atlas (Maroc) ou la chaîne Himalayenne (Asie centrale). Les bassins versants semi-arides montagneux sont généralement caractérisés par un stress important sur leurs ressources en eau superficielles et souterraines (de Jong et al., 2006). Ce contexte est associé à la fois aux particularités climatiques affectant ce type de bassins versants et à leurs spécificités de fonctionnement.

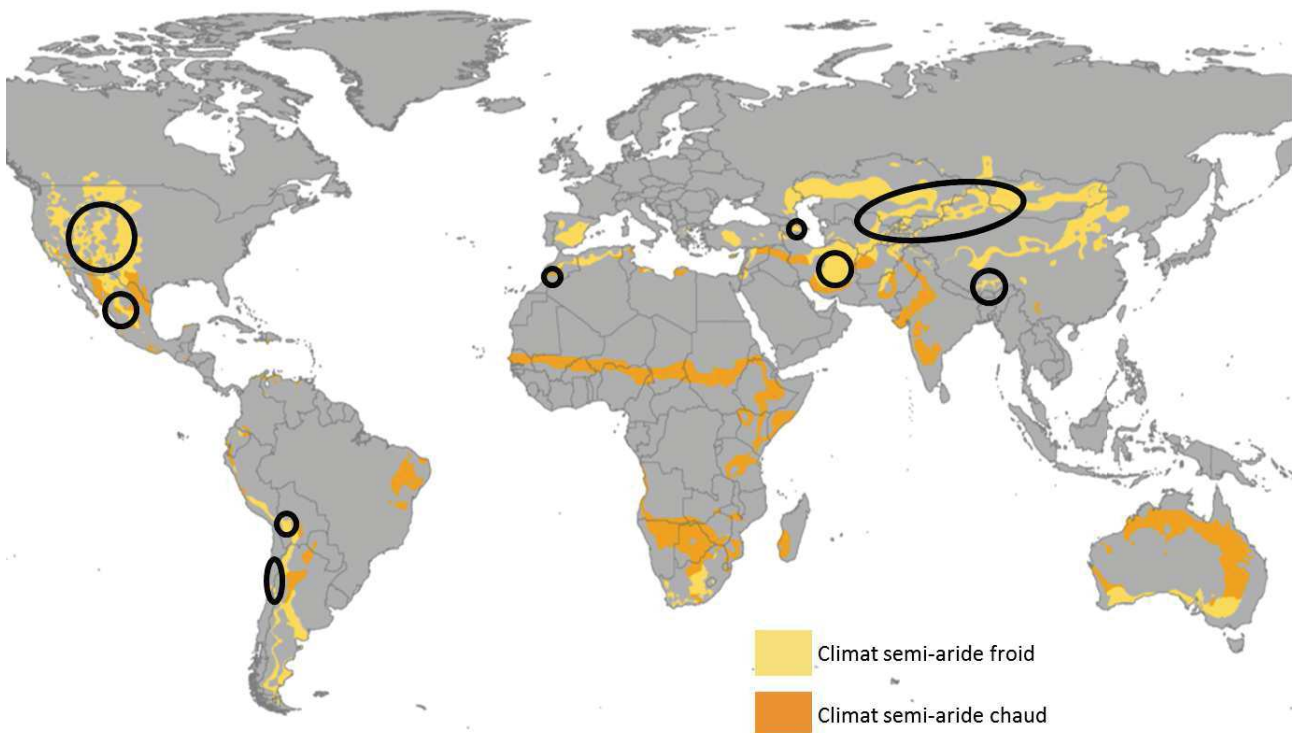


Figure 1: Localisation des régions semi-arides montagneuses dans le monde (ellipses noires).

Source : Peel, M. C., Finlayson, B. L., and McMahon, T. A. (University of Melbourne)

La principale particularité climatique des bassins versants semi-arides montagneux est associée à la dynamique des précipitations, qui sont faibles (< 300 mm) et présentent un gradient altitudinal marqué, avec une augmentation des précipitations dans les zones de haute altitude (Figure 2). Cette dynamique a un impact direct sur le fonctionnement hydrologique du bassin versant car une grande partie du stock d'eau apporté par les précipitations hivernales reste stockée sous forme de neige dans les zones d'altitude, jusqu'au printemps. La redistribution de cette ressource vers les zones aval est contrainte par la fonte du manteau neigeux et donc, en grande partie, par la température de l'air. En conséquence, les périodes de hautes eaux sont enregistrées en saison sèche, durant l'été, dans ce type de bassins versants. Lorsque des compartiments cryosphériques

(glaciers, glaciers couvert, glaciers rocheux, permafrost) sont présents dans ces bassins versants, ils peuvent également contribuer à l'alimentation des compartiments hydrogéologiques et hydrologiques en période sèche, suite à la disparition du manteau neigeux saisonnier.

Les principales contraintes affectant le fonctionnement hydrologique des bassins versants semi-arides sont donc les faibles cumuls de précipitation, concentrés dans les zones de haute altitude et les modalités de transfert de cette ressource en eau vers les parties inférieures des bassins versants (Figure 2). Les interactions et transferts entre compartiments constitutifs des bassins versants semi-arides sont contrôlés par la variabilité climatique, et notamment par la variabilité des précipitations et de la température de l'air. Dans ce contexte, l'amélioration des connaissances des processus d'interaction entre compartiments cryosphériques, hydrologiques et hydrogéologiques dans les bassins versants semi-arides montagneux, est la problématique principale dans l'optimisation des méthodes de gestion de l'eau. Afin de répondre à cette problématique il est nécessaire d'approfondir les connaissances sur : i) le fonctionnement hydrologique des bassins versants de haute altitude, englacés ou partiellement englacés, afin de préciser les modalités de contribution des zones de haute altitude vers les zones inférieures, ii) les processus d'interaction surface-souterrain impliquant les compartiments hydrologiques et hydrogéologiques.

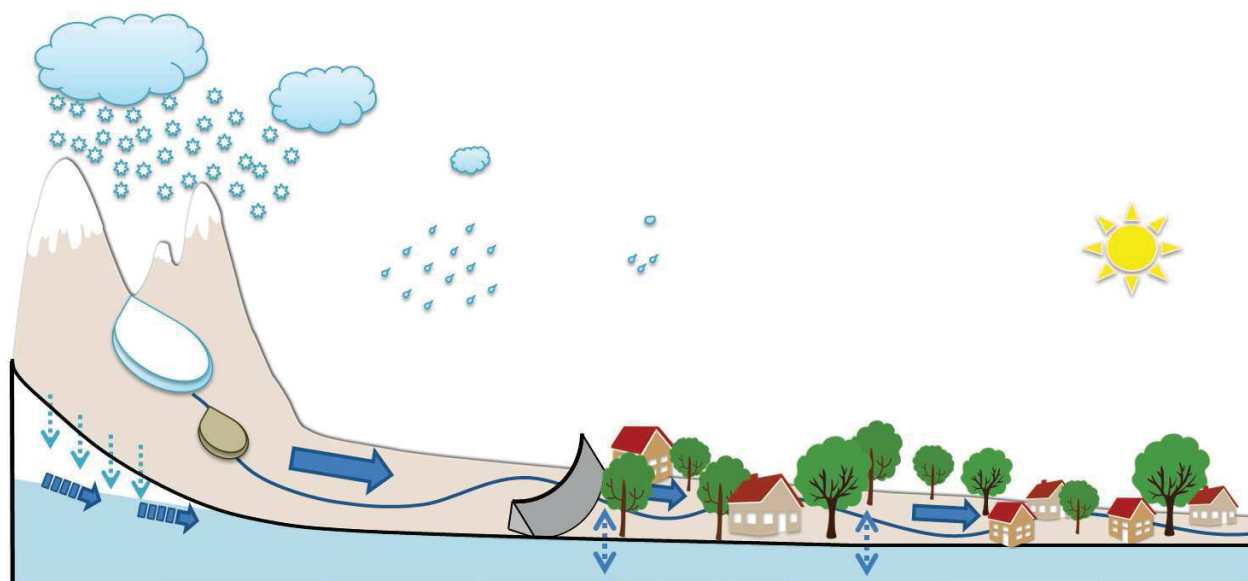


Figure 2: Représentation schématique des spécificités climatiques et hydrologiques d'un bassin versant semi-aride montagneux.

Le Chili possède une géographie particulière, caractérisée par une forte extension latitudinale et une faible extension longitudinale. Il est bordé par l'océan Pacifique à l'ouest et par la cordillère des Andes à l'est. Ceci induit une grande variabilité du climat et de la répartition de la ressource en eau dans le pays. La ressource en eau nationale moyenne est proche de 54000 m³/hab/an, mais elle est réduite à 1000 m³/hab/an dans les zones arides et semi-arides du nord du pays, entre 17°S et 30°S (World Bank, 2011). Une grande partie de l'économie du pays est basée sur l'utilisation de

la ressource en eau, notamment dans les domaines agricoles et miniers. Ces usages réduisent la disponibilité de la ressource et peuvent avoir un impact sur sa qualité. C'est ce qui est observé dans les régions nord-chiliennes où la ressource en eau est limitée et où les besoins de l'industrie minière, de l'agriculture et des populations sont croissants. Suite à l'augmentation récente (depuis 1950) de la demande en eau, la ressource superficielle est devenue insuffisante et des prélèvements souterrains ont été mis en place, généralement dans des aquifères alluviaux (Valdés-Pineda et al., 2014). En contexte alluvial, les eaux superficielles et souterraines sont généralement en interaction (Kalbus et al., 2006), ainsi l'augmentation des prélèvements souterrains pourrait déstabiliser le système surface-souterrain, menaçant la pérennité de l'écoulement superficiel. L'alimentation des compartiments superficiels et souterrains par les précipitations étant limitée dans ce contexte semi-aride, il a été montré que les têtes de bassins versants, situées dans la cordillère des Andes, participent activement à l'alimentation en eau des zones de basse altitude (Gascoin et al., 2011; Jourde et al., 2011; Oyarzún et al., 2013). La cryosphère (neige et glaciers) a été identifiée comme l'origine principale de l'eau, mais les modalités de production et de transfert des masses d'eau restent méconnues. A la complexité du fonctionnement hydrologique des bassins versants semi-arides du nord du Chili s'ajoute une variabilité climatique importante, notamment liée à l'oscillation climatique du Pacifique sud. La phase El Niño de ce processus est accompagnée d'une augmentation des cumuls de précipitations, tandis que la phase La Niña est accompagnée d'une réduction des cumuls de précipitations. Dans un contexte de modification globale du climat et d'augmentation des températures, les bassins versants semi arides du nord du Chili vont probablement voir leur fonctionnement hydrologique évoluer dans les années à venir.

Ce travail de doctorat traite de la caractérisation de ces processus d'interaction dans le bassin versant semi-aride de l'Elqui (29°21'S et 30°30'S). Ce bassin versant est représentatif des problématiques actuelles sur la disponibilité et la qualité de la ressource en eau dans le nord du Chili. En effet, il est affecté par l'augmentation des demandes liées au développement de l'agriculture et à la croissance démographique, mais également par l'évolution de la qualité de l'eau, avec l'impact de l'exploitation minière récente (Oyarzún et al., 2013). La majorité des études s'est d'ailleurs uniquement intéressée à ces deux thèmes que sont la qualité de l'eau et sa disponibilité (DGA, 2009; Oyarzún et al., 2007). Dans le premiers cas, les études se sont focalisées sur l'origine des contaminations anthropiques et leur transfert au sein du bassin versant, tant pour les compartiments souterrains que superficiels. Dans le second cas, les études se sont focalisées sur la disponibilité de la ressources en eau souterraine dans les alluvions quaternaires de fond de vallée, dans la partie basse du bassin versant (entre 0 et 800 m d'altitude). Il apparaît donc clairement qu'il existe des lacunes dans les connaissances du fonctionnement hydrologique du bassin versant au dessus de 800 m d'altitude, alors que 59 % de sa superficie (5620 km²) se situe au dessus de cette altitude. Les interactions entre compartiments superficiels et souterrains et le

rôle des zones de haute altitude dans l'alimentation des parties basses ont commencé à être abordés récemment avec une étude de Jourde et al. (2011). Afin d'améliorer les connaissances sur ces processus, ce travail de thèse a pour objectifs :

- la caractérisation du fonctionnement hydrologique des bassins versants de haute altitude, qu'ils soient englacés, partiellement englacés ou non-englacés,
- la caractérisation de la contribution hydrique des différents types de bassins versants de haute altitude, aux parties inférieures du bassin versant de l'Elqui,
- l'approfondissement des connaissances concernant les interactions surface-souterrain dans les parties basses du bassin versant de l'Elqui,
- l'évaluation des impacts de la variabilité climatique sur les processus d'interaction entre compartiments hydrologiques, hydrogéologiques et cryosphériques.

Pour répondre à ces objectifs, les travaux s'appuieront en partie sur les longues chroniques hydro-météorologiques, couvrant plus de 40 ans, mises à disposition par la DGA (Dirección Regional de Aguas). La majorité des stations de mesures étant situées en dessous de 2000 m, ces données ne pourront être utilisées que pour la caractérisation du fonctionnement hydrologique de la **zone inférieure** du bassin versant de l'Elqui. Ainsi une grande partie de ce travail de doctorat a été consacrée à l'instrumentation et la compréhension du bassin versant, notamment dans les zones de haute altitude, et à l'échantillonnage des masses d'eaux dans le but de caractériser leurs propriétés physico-chimiques et de permettre leur traçage dans le bassin versant. L'instrumentation et le suivi des stations de mesure ont été réalisés grâce au soutien scientifique et logistique du CEAZA (Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas, La Serena, Chili). Cette collaboration s'est principalement déroulée avec les équipes de glaciologie et météorologie (CEAZA-met) du centre de recherche.

Dans la zone de haute altitude, il était nécessaire d'obtenir des données hydrologiques afin de caractériser les apports des différents types de sous bassins versants (englacés ou non). Pour cela, les hauteurs d'eau de plusieurs torrents ont été enregistrées entre 2011 et 2013 et des jaugeages ont permis de connaître les débits pendant l'été austral, période durant laquelle l'accès aux zones d'altitude était possible. Des expériences de traçage artificiel des masses d'eau ont également été réalisées sur la même période afin de caractériser leur transfert au sein des compartiments cryosphériques.

Dans la **zone inférieure** du bassin, les aquifères et rivières ont été instrumentés sur trois sites afin de suivre les hauteurs d'eau, les conductivités électriques et les températures à un pas de temps horaire, plus fin que celui des données DGA, au pas de temps mensuel. Là aussi, différents problèmes ont affecté ces mesures, mais plutôt à cause de défaillances matérielles ou humaines.

A l'échelle de tout le bassin versant, quatre campagnes d'échantillonnage des masses d'eaux superficielles et souterraines ont permis de réaliser des analyses chimiques (éléments majeurs et

en traces) et isotopiques (oxygène 18 et deutérium). L'installation d'un réseau de huit collecteurs de précipitations entre 400 et 4200 m d'altitude est venue compléter ce jeu de données, cet échantillonnage ayant permis de mesurer les teneurs en isotopes stables des précipitations.

Les travaux réalisés dans le cadre de ce doctorat sont présentés dans ce manuscrit selon un plan en trois chapitres.

Le premier chapitre sera consacré à la problématique de la ressource en eau au Chili. Dans un premier temps les contextes géologiques et climatiques seront exposés, conduisant à la présentation de la grande variabilité des caractéristiques des bassins versants à l'échelle du pays. Dans un second temps, les caractéristiques du bassin versant semi-aride de l'Elqui seront présentées et ses principaux compartiments constitutifs seront identifiés. Puis une troisième partie sera consacrée à la présentation des données disponibles dans le bassin versant de l'Elqui, des données acquises durant cette thèse et des méthodes appliquées pour l'analyse et l'interprétation des résultats.

Le second Chapitre présentera les résultats obtenus sur la **zone supérieure** du bassin versant (> 2000 m d'altitude). Il débutera par une présentation des connaissances sur les interactions cryosphère-hydrosphère dans les Andes arides et des outils et méthodes d'étude de ces processus d'interaction. La partie suivante présentera le contexte hydro-météorologique à partir des données historiques et des données récentes. Elle sera suivie de la caractérisation physico-chimique des masses d'eau de la zone de haute altitude. La présentation des résultats sera ensuite divisée en deux parties :

- La première traitera du fonctionnement hydrologique des bassins versants englacés, en s'appuyant sur des données hydro-météorologiques et géophysiques ayant fait l'objet d'une publication dans « Journal of hydrology », complétées par les expériences de traçages naturel et artificiel des masses d'eau ;
- La seconde portera sur la caractérisation du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant partiellement englacé, en s'appuyant sur les données hydrologiques et physico-chimiques. Enfin, ces résultats permettront de présenter les particularités du fonctionnement hydrologique de la zone de haute altitude du bassin versant de l'Elqui.

Le troisième chapitre concernera la **zone inférieure** du bassin versant de l'Elqui et sera principalement consacré à l'interprétation des interactions surface-souterrain au sein du compartiment alluvial. Un état des connaissances sur les processus d'interaction surface-souterrain sera d'abord présenté, suivi d'une présentation des méthodes d'estimation de la connectivité entre compartiments et de caractérisation des transferts. En se basant sur les données historiques mises à disposition par la DGA, le contexte hydro-climatique sera caractérisé. Les données physico-chimiques acquises durant ce travail permettront de caractériser les propriétés physico-chimiques des masses d'eau de la **zone inférieure**. La caractérisation des interactions passera d'abord par une

estimation de la connectivité entre compartiments superficiels et alluviaux, puis par l'interprétation des processus de transfert. Enfin une synthèse des processus de transfert identifiés dans le bassin versant de l'Elqui, de leur dynamique et de leur variabilité sera présentée.

Chapitre 1 : Ressource en eau dans les Andes chiliennes

I- Le Chili, un territoire marqué par la problématique de la ressource en eau

Le Chili, pays d'Amérique du sud situé sur la partie occidentale de la cordillère des Andes, s'étend sur plus de 4000 km entre le Pérou au nord (17°30'S) et la pointe sud du continent (56°30'S), pour seulement 180 km d'extension longitudinale en moyenne. La géographie du pays est dominée par des terrains montagneux ; seulement 20% de sa surface ne présente pas de relief (Valdés-Pineda et al., 2014). En moyenne, l'altitude de la cordillère des Andes est de 4000 m au nord de 40°S. Les sommets dépassent souvent les 5000 m et exceptionnellement les 6000 m. Ces caractéristiques topographiques sont responsables d'un gradient d'altitude entre la côte pacifique et la frontière Argentine. C'est aussi par ces spécificités que la cordillère des Andes influence différents processus naturels du climat et du fonctionnement hydrologique des bassins versants.

I.1- Histoire géologique

La cordillère des Andes résulte de la subduction des plaques Nazca et Antarctique sous l'Amérique du Sud (Isacks, 1988). La subduction est un processus géologique qui survient le long du contact entre deux plaques lithosphériques convergentes. La plaque lithosphérique présentant la densité la plus importante (croûte océanique dans le cas d'étude), s'enfonce sous la plaque opposée en direction du manteau. L'activité de la subduction est marquée par la présence d'un arc volcanique volumineux et d'une tectonique active. La figure 3 illustre ce rôle complémentaire des dorsales océaniques (production de lithosphère) et des zones de subduction (consommation de lithosphère) dans le cycle de production-recyclage lithosphérique.

En 2007, Charrier et al. ont rassemblé les informations relatives à l'histoire géologique de la formation des Andes. La description qui va suivre se base principalement sur ces travaux. Très peu d'informations sont disponibles pour caractériser les phases tectoniques précédant le Dévonien moyen (-380 Ma). Ainsi, la première grande phase de l'orogénèse andine considérée dans cette étude est l'assemblage du Proto Gondwana, qui couvre la période du Dévonien supérieur jusqu'au Permien inférieur (entre -380 et -295 Ma). Durant cette phase, de nombreux terranes¹ viennent s'accréter au Proto-Gondwana, processus induit par la subduction de la Plaque océanique Lapetus sous l'actuelle Amérique du sud. Cette phase est caractérisée par un taux de convergence de la subduction rapide et la mise en place des éléments morphologiques suivants : un arc magmatique, des bassins d'avant et arrière arc et un prisme d'accrétion (figure 4). La fin de cette phase est marquée par l'émergence de la marge continentale et du prisme d'accrétion, entre -295 et -270 Ma.

1 Fragment de croûte continentale isolé provenant d'une plaque lithosphérique et venant s'accréter sur une plateforme continentale ou un craton, situé sur une autre plaque continentale.

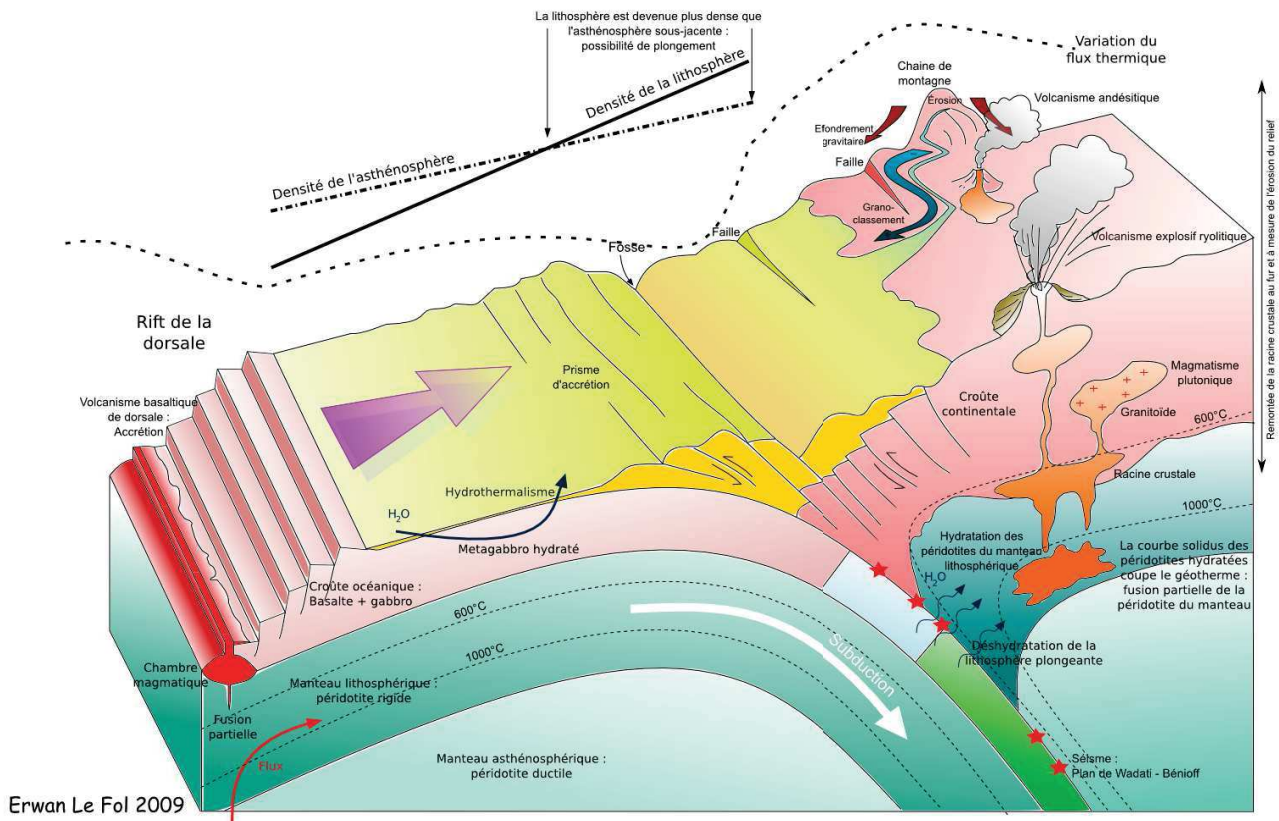


Figure 3: Bloc diagramme représentant les processus géologiques liés à une zone de subduction.

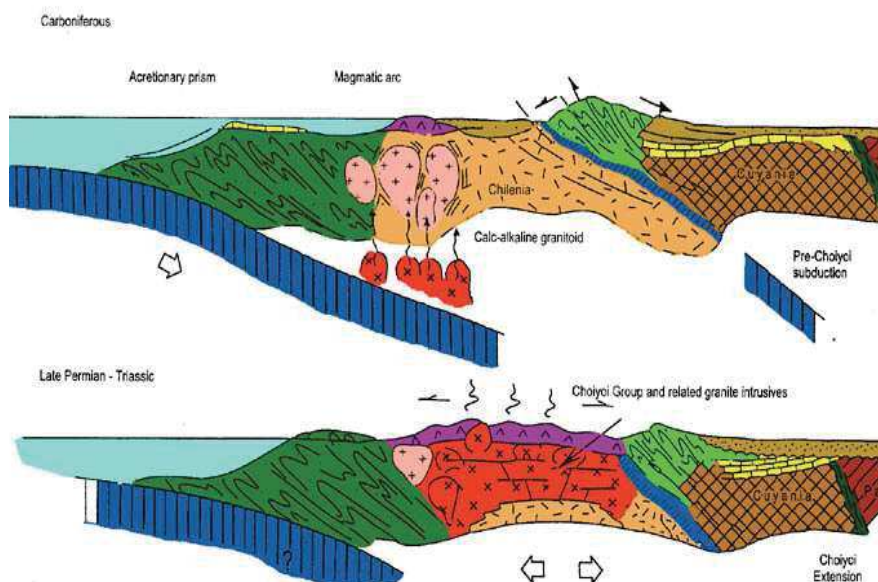


Figure 4: Coupes schématiques représentant les formations géologiques et la structure de la marge au début (haut) et à la fin (en bas) de la phase d'assemblage du Gondwana. Source : (Mpodozis and Ramos, 1990)

La phase préandine se déroule entre le Permien supérieur et le Jurassique inférieur (-270 à -180 Ma). Au début de cette phase, la subduction s'est interrompue ou fortement ralentie à cause de la consolidation finale du néo-continent Proto-Gondwana, provoquant ainsi de nouvelles conditions

tectoniques le long de la marge continentale. Cette modification des conditions tectoniques entraîne la mise en place d'un contexte extensif associé à des bassins orientés NNO-SSE. L'arrêt de la subduction, favorisant l'accumulation de chaleur dans le manteau supérieur, cause la fonte de la croûte inférieure et entraîne la production de très grandes quantités de magmas généralement siliceux. Les terrains datant de cette époque sont des terrains plutoniques, volcaniques et des dépôts sédimentaires marins ou continentaux. La phase préandine représente l'évolution de la marge continentale entre la fin de l'assemblage du Protogondwana et sa dislocation.

La phase andine correspond à la dernière étape de l'histoire des Andes. Elle débute au Jurassique inférieur (~180 Ma), à la fin de la période de suspension des mouvements tectoniques et s'étend jusqu'à l'époque actuelle. Après une phase extensive, le retour à un contexte compressif entraîne la réactivation de la subduction, responsable du magmatisme d'arc encore actif. La phase andine est divisée en trois étapes (Figure 5).

- La première étape est caractérisée par une activité intense dans l'arc volcanique à laquelle s'associent des transgressions marines. Ce contexte extensif favorise la mise en place d'importants dépôts volcaniques et sédimentaires. La fin de cette première phase andine est marquée par un pulse compressif à la fin du Crétacé inférieur, qui provoque l'émergence de la marge et marque une discordance majeure à l'échelle régionale. Ce processus peut être corrélé à une réorganisation des mouvements des plaques lithosphériques et à une forte production de croûte océanique pacifique.
- La seconde étape, durant le Crétacé moyen se déroule également en contexte extensif avec une intense activité magmatique, représentée par la mise en place de plutons majeurs et de dépôts volcaniques de type andésitiques dacitiques et rhyolithiques.
- La dernière étape, qui s'étale du Crétacé supérieur au Miocène, est caractérisée par le retour à un contexte compressif et par la réactivation de la subduction. Des événements majeurs marquent cette phase : le soulèvement des Andes, le déplacement de l'arc volcanique vers son emplacement actuel et des dépôts de minéraux riches en cuivre.

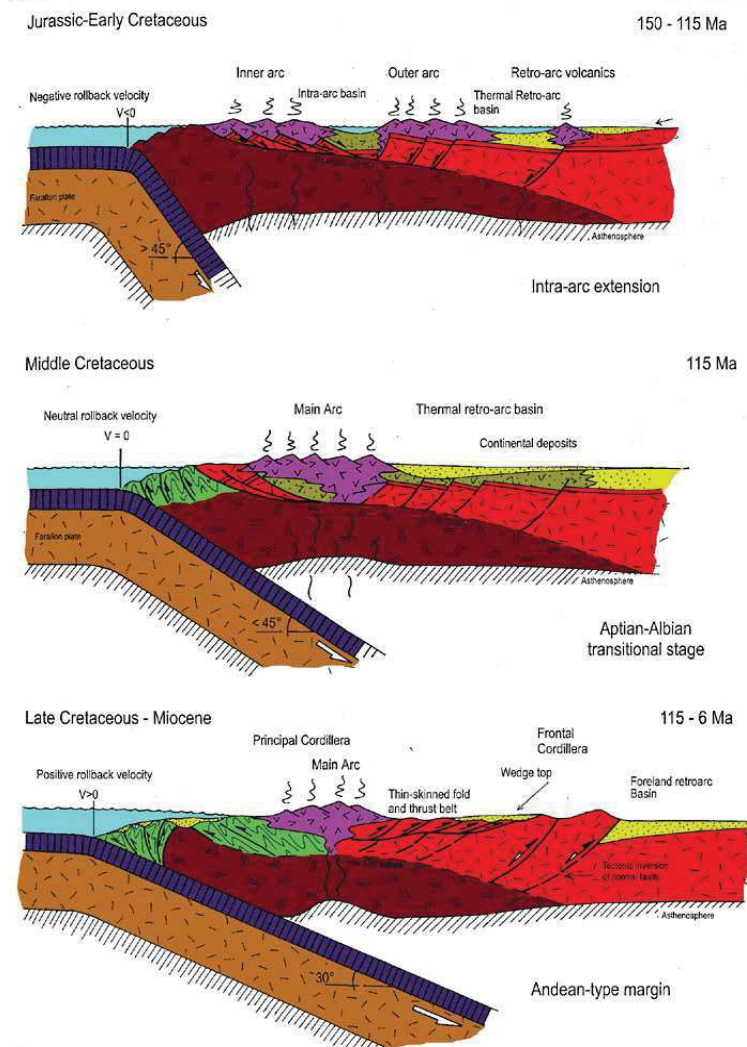


Figure 5: Coupes schématiques représentant les formations géologiques et la structure de la marge pour les trois étapes de la phase andine.

Source : (Mpodozis and Ramos, 1990)

L'histoire andine est le résultat d'une alternance de phases extensives et compressives. Elle est contrôlée principalement par les paramètres de la subduction : direction, vitesse de déplacement et angle de la plaque subduite. La figure 6 indique qu'au cours des derniers 90 Ma, la direction et la vitesse de convergence ont régulièrement changé. Ces variations de vitesse de convergence influencent l'activité tectonique dans la cordillère. Les épisodes les plus rapides ont été associés aux phases compressives majeures de l'orogénèse andine (Allmendinger et al., 1983; de Urreiztieta et al., 1996; Lamb and Hoke, 1997).

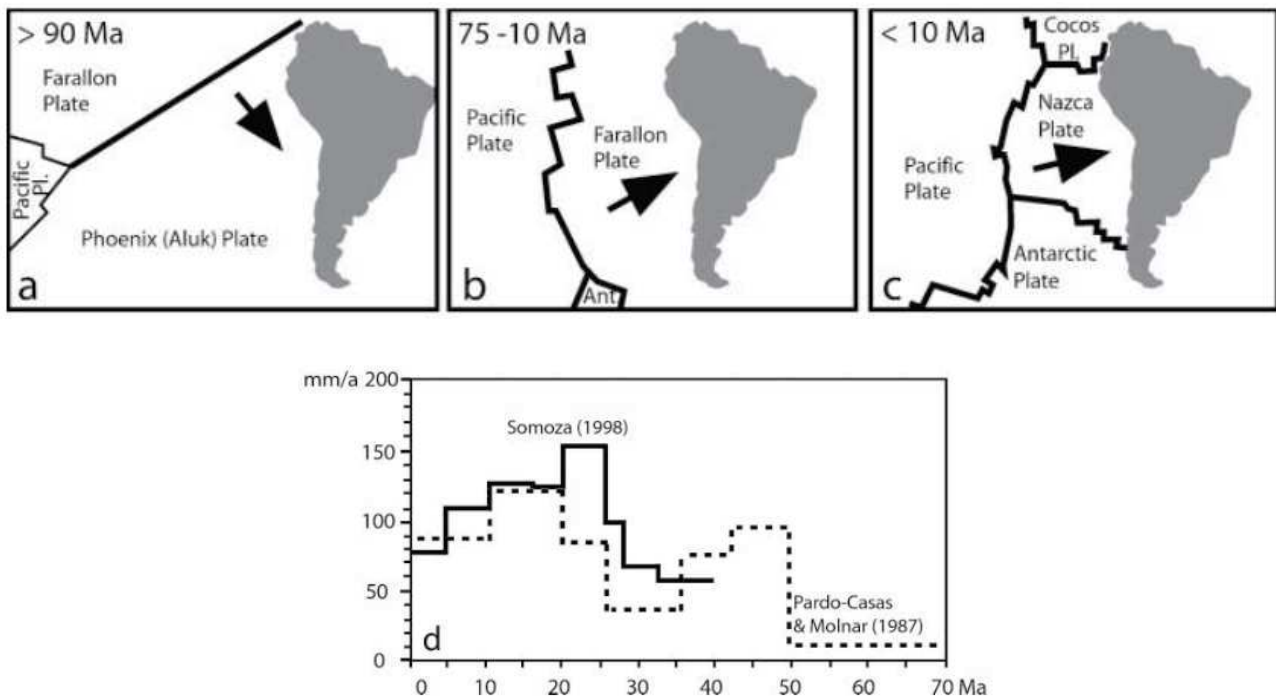


Figure 6: Géométrie de la subduction au Crétacé sup. (a), entre le Crétacé sup. et le Miocène inf. (b), et entre le Miocène sup et la période actuelle (c). Evolution de la vitesse de convergence des plaques depuis le Crétacé supérieur. Source : Charrier et al. (2007).

Du nord au sud de la cordillère, la plaque océanique plonge avec différents pendages sous l'Amérique du Sud (Figure 7). Certains segments sont quasi horizontaux alors que d'autres plongent à une trentaine de degrés. Au niveau du Chili, entre 27°S à 33°S, le plan de Wadati-Benioff est incliné de 5° à 10° vers l'est. Cette inclinaison peut être qualifiée de « plane ». Deux autres segments, l'un situé entre 15°S et 24°S, et l'autre au-delà de 33°S, présentent une inclinaison "normale" d'environ 30° vers l'est (Ramos, 1999; Stauder, 1973).

Les segments dont la subduction est plane sont caractérisés par un avant-arc peu faillé et sans vallée longitudinale. L'arrière-arc, quant à lui, est déformé par une combinaison de chevauchements superficiels et de raccourcissements de la croûte (figure 7). Enfin, ces segments ne présentent pas de volcan actif.

En revanche, les segments dont la subduction est inclinée sont caractérisés par des failles normales et une large vallée longitudinale au niveau de l'avant-arc (dépression centrale, figure 7). L'arc

volcanique est actif et l'arrière-arc est déformé par un système de plis et chevauchements qui migre vers l'est (cordillère orientale et zone sub-andine, figure 7) (Charrier et al., 2007).

La zone d'étude est située au niveau du segment dont la subduction est plane, entre 27°S et 33°S.

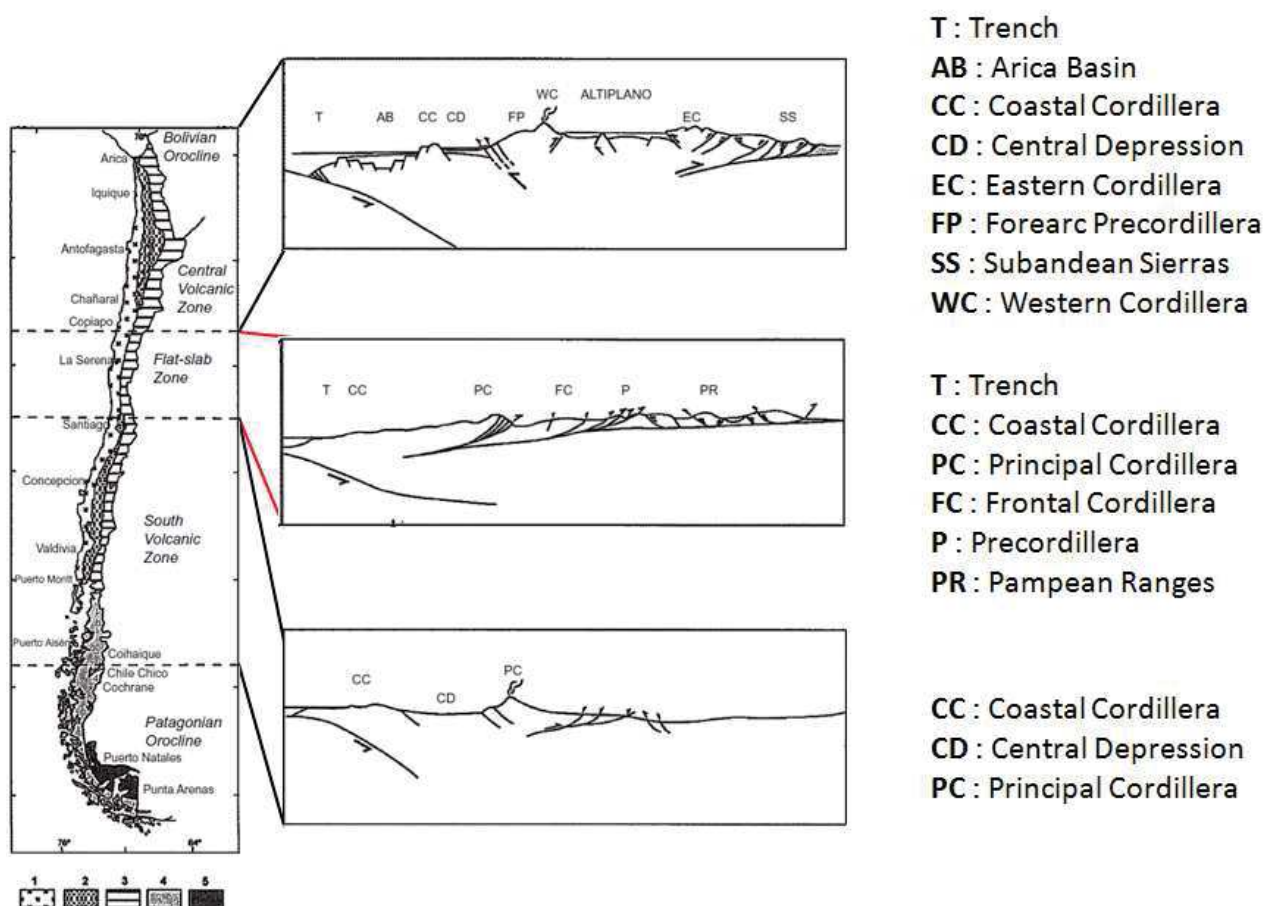


Figure 7: Variabilité spatiale du pendage de la subduction et structures morphologiques principales de la cordillère. Source : Charrier et al. (2007).

I.2- Climat

Afin de caractériser le climat à l'échelle du Chili, il est nécessaire de prendre en compte trois grands processus atmosphériques affectant l'Amérique du sud : la position de la zone de convergence inter-tropicale (ZCIT), le système de haute pression « Bolivian high » et le phénomène d'oscillation australe.

La ZCIT est un élément du système de circulation atmosphérique global, situé au niveau de l'équateur géographique. Entre 5°N et 5°S, la convergence des alizés provenant des deux hémisphères entraîne la formation d'une zone de basse pression autour du globe. Dans cette zone de basse pression, des flux ascendants de masses d'air humides se mettent en place, entraînant la condensation de la vapeur d'eau et la formation de systèmes orageux. La ZCIT montre un déplacement saisonnier vers le sud entre juillet et janvier puis vers le nord pendant la seconde moitié de l'année, qui est moins important au-dessus des océans qu'au-dessus des continents. Au-

dessus de l'Amérique du sud, le déplacement de la ZCIT est maximum vers le nord en juillet, atteignant 10°N, et vers le sud en janvier, atteignant 30°S et pouvant exceptionnellement atteindre 45 °S (Rozanski and Araguas, 1995). Les vents dominants suivent le déplacement de la ZCIT, modifiant saisonnièrement le déplacement des masses d'air au-dessus de l'Amérique du sud. Ce processus est très bien illustré par la figure 8 qui montre qu'un déplacement de la ZCIT peut

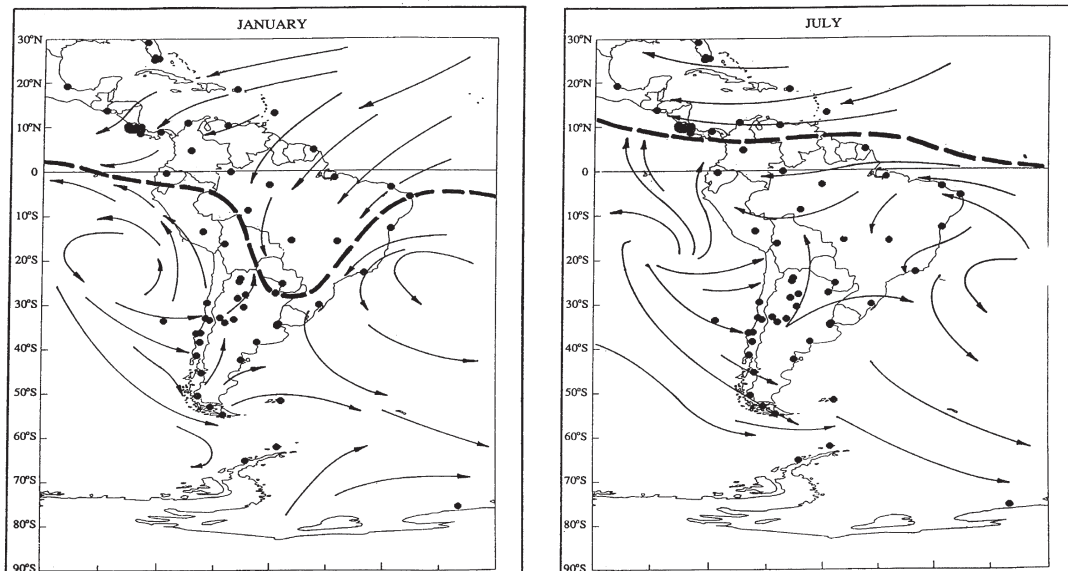


Figure 8: Position de la ZCIT et direction des vents de surface durant l'été (à gauche) et l'hiver austral (à droite). Source : Rozanski et al. (1995).

modifier le réservoir d'origine des précipitations (pacifique ou atlantique).

Durant l'été austral, une zone de haute pression se met en place au-dessus de la Bolivie, généralement nommée « Bolivian high ». Ce système de haute pression centré sur la position 19°S 60°W a une forte influence sur le climat sud-américain, notamment au niveau de la variation saisonnière des précipitations (Garreaud and Aceituno, 2001). Par exemple, une étude a montré que les précipitations d'été sur l'Altiplano sont corrélées avec la position et la puissance de l'anticyclone (Garreaud and Aceituno, 2001). Les cumuls de précipitations augmentent lorsque la « bolivian high » est située plus au sud.

L'Amérique du sud est également soumise aux oscillations australes. Ce sont des variations irrégulières des caractéristiques atmosphériques (champ de pression, température, hygrométrie), présentant une périodicité de 3 à 10 ans (Chroley and Barry, 1998). Cette oscillation, qui impacte les circulations atmosphériques dans le Pacifique entre l'Australie et l'Amérique du sud, s'articule autour de deux phases différentes désignées El Niño (ENSO) et La Niña (LNSO). En situation normale, les alizés repoussent les eaux de surface du Pacifique vers l'Australie et les Philippines, créant à l'ouest du Pacifique un réservoir d'eau où la température et le niveau de la mer sont plus élevés qu'à l'est du bassin (figure 9). Cette situation favorise l'évaporation et le développement d'une forte convection responsable de la création de cellules orageuses. A l'opposé, le long des côtes chiliennes et péruviennes, l'association de l'effet d'upwelling causé par les alizés, et de la

présence du courant froid de Humboldt le long de la côte de l'Amérique du sud, provoque des remontées d'eaux froides, riches en sels nutritifs, favorisent, entre autre, la prolifération de la biomasse marine. Dans cette situation la côte ouest de l'Amérique du sud subit un climat très aride.

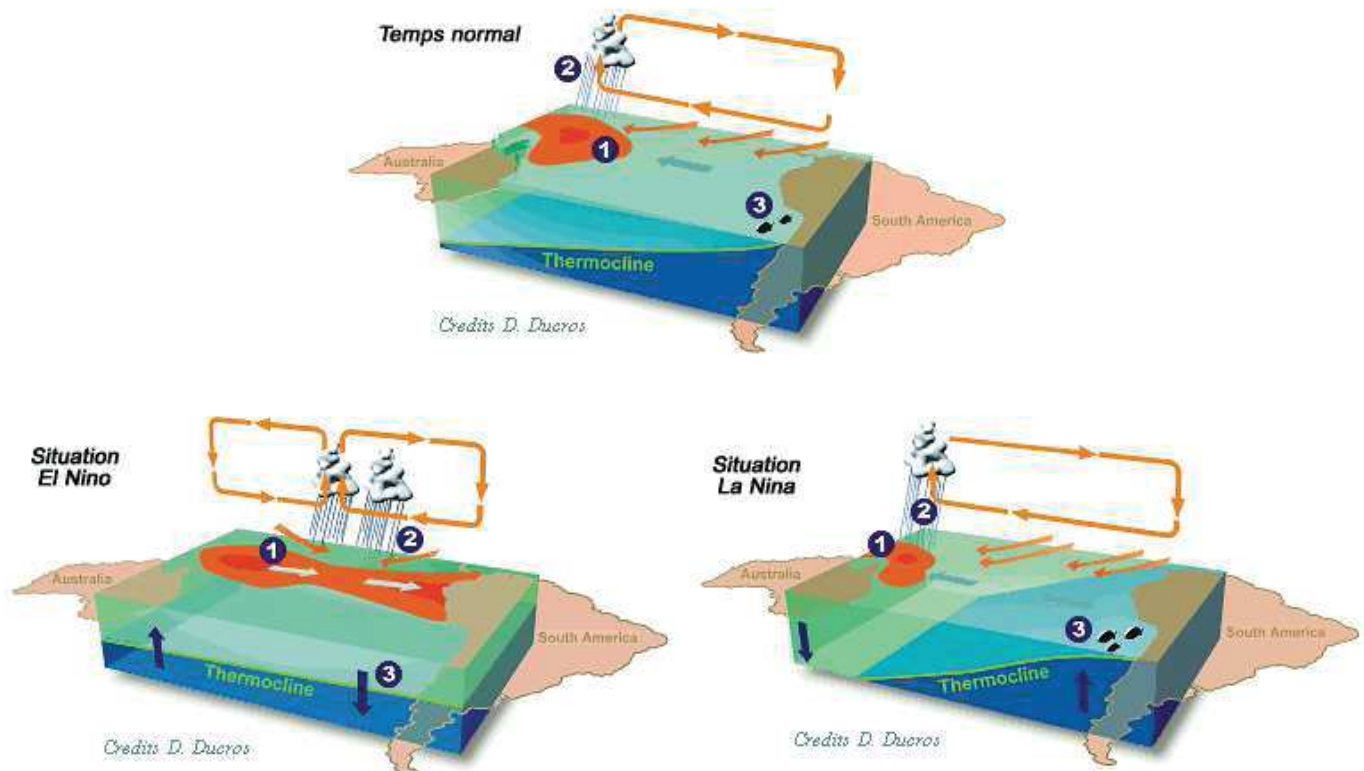


Figure 9: Schéma représentant les circulations atmosphériques et océaniques dans le Pacifique en conditions normales. Source : www.cnes.fr.

Les premiers signes d'apparition d'une phase El Niño sont un affaiblissement, voir une disparition, des alizés dans le Pacifique sud, concordant avec un renforcement des vents d'est sur la partie ouest du Pacifique (figure 9). Cette modification des conditions climatiques entraîne le déplacement des masses océaniques et atmosphériques chaudes vers l'est, ce qui perturbe notamment le courant de Humboldt. On observe alors une augmentation des températures des eaux de surface sur les côtes péruviennes et chiliennes, de 3 à 5°C, une augmentation du niveau marin pouvant atteindre 20 cm (effet de downwelling), et une forte augmentation de l'hygrométrie et des précipitations (Enfield, 1989). Le phénomène el Niño dure à peu près 18 mois. Les impacts des phénomènes ENSO sont très importants autour de l'Océan Pacifique : sécheresses et incendies en Indonésie, ouragans dans le Pacifique central, intenses précipitations le long des côtes équatoriennes et nord-péruviennes provoquant des inondations et des glissements de terrain... Toutes ces altérations climatiques provoquent d'importantes pertes économiques dans les régions affectées.

Le phénomène La Niña (Figure 9), à l'opposé d'El Niño, correspond généralement à une sur-

réaction de l'atmosphère et de l'océan pour revenir à un état d'équilibre. Les conditions sont proches de la situation normale mais les alizés se renforcent et la thermocline remonte le long des côtes de l'Amérique du sud, amenant des eaux plus fraîches. Cette situation a pour conséquence un climat froid et sec sur la côte ouest de l'Amérique du sud et des précipitations abondantes en Indonésie. Il est envisageable que le cumul des effets d'un épisode La Niña avec un déplacement important de la ZCIT et de la zone de haute pression « bolivian high » vers le sud puissent expliquer les précipitations rencontrées dans la partie nord de la cordillère des Andes durant l'été austral. Ces épisodes pluvieux correspondraient à des débordements de l'hiver altiplanique vers les versants ouest de la cordillère.

A l'échelle du Chili, le climat et la variabilité des précipitations sont contraints par la présence de la cordillère des Andes et par la proximité de systèmes atmosphérique et océanique de l'océan Pacifique : l'anticyclone du pacifique sud (SPA), le courant circumpolaire antarctique (ACC) et le courant froid de Humbolt. Ces trois systèmes contribuent à la grande variabilité temporelle et spatiale du climat chilien (Cepeda et al., 2004). En effet, la forte extension latitudinale du pays est responsable de la présence d'une grande variété de climats. Le climat est aride à semi-aride dans sa partie nord, le centre du pays est dominé par un climat tempéré et le sud, quant à lui, est confronté à un climat humide. Enfin, le climat de la cordillère des Andes évolue entre celui de toundra et des conditions polaires. L'influence du climat océanique est présente sur la côte (Valdés-Pineda et al., 2014).

La variabilité spatiale et temporelle des précipitations au Chili est importante. Spatialement, les précipitations ont tendance à augmenter avec la latitude et l'altitude, créant un gradient nord-ouest sud-est (Pizarro et al., 2012; Quintana and Aceituno, 2006). Temporellement, la variabilité des précipitations est liée à différents processus climatiques. La variabilité inter-annuelle est principalement liée au phénomène d'oscillation climatique ENSO/LNSO (Valdés-Pineda et al., 2014). D'après (Montecinos and Aceituno, 2003), il existe également une variabilité inter-décennale des précipitations, liée à l'oscillation de température décennale du pacifique (PDO). Aceituno et al. (1992) notent une diminution significative des précipitations dans les zones subtropicales chiliennes durant le 20^{ème} siècle. A l'échelle des régions du nord du Chili, (Fuenzalida et al., 1989) ont noté que les mesures de précipitations entre La Serena (29°54'S) et Valdivia (39°48'S) montrent une décroissance au cours du vingtième siècle. Cependant, les mêmes auteurs affirment que les données sont trop fragmentées pour permettre de tirer des conclusions solides. Un travail de modélisation numérique réalisé par (Christensen et al., 2007) montre également une diminution des précipitations dans les cinquante années à venir, dans la partie nord du Chili. Les zones arides et semi-arides devraient subir moins de changements de précipitations que le reste du pays (Garreaud and Aceituno, 2001). Cependant, cette diminution, même de faible ampleur devrait s'accompagner d'une augmentation des températures dans les 50 années à venir

(Souvignet et al., 2010a). Cette augmentation des températures aura un impact dans les Andes en réduisant le nombre de jours de gel par an. Par conséquent, les régimes nivaux, typiques des zones arides de montagne, étant très dépendants des précipitations et des températures, cela pourrait avoir une incidence sur la ressource en eau, comme l'illustre des changements de tendances dans les données hydro-météorologiques (Souvignet et al., 2010b). Néanmoins, l'identification de ces tendances à long terme pour les précipitations reste difficile, à cause de leur grande variabilité spatiale et temporelle dans cette région des Andes (Garreaud, 2011).

1.3- La ressource en eau dans les bassins versants chiliens

Le territoire chilien compte 101 bassins versants et plus de 1200 rivières s'écoulant principalement d'ouest en est (Valdés-Pineda et al., 2014). D'après la World bank (2010), la ressource en eau superficielle et souterraine disponible au Chili est stable, avec 53953 m³/hab/an. Cette valeur est bien plus importante que la moyenne mondiale qui est proche de 6600 m³/hab/an et la valeur minimum internationalement acceptée de 2000 m³/hab/an pour un développement durable du pays. Cependant, cette forte disponibilité à l'échelle du pays cache de grandes disparités spatiales dans la répartition de la ressource en eau. Ainsi, entre la capitale Santiago et le nord du pays où sont rassemblés 60 % de la population, la ressource moyenne est de 800 m³/hab/an. Au sud de Santiago la ressource disponible atteint 10000 m³/hab/an. Au nord de Santiago, dans les régions arides et semi-arides, la disponibilité de la ressource peut diminuer jusqu'à 200m³/hab/an. Les écoulements superficiels étant limités dans ces régions, la demande en eau est satisfaite grâce aux prélèvements souterrains (Valdés-Pineda et al., 2014).

La majorité de l'économie chilienne est basée sur l'exploitation des ressources naturelles minières et agricoles, avec une activité très focalisée sur l'exportation (Valdés-Pineda et al., 2014). Une telle croissance économique a requis une quantité d'eau croissante, prélevée historiquement dans les eaux superficielles. Les changements liés à la croissance et à l'évolution du pays, sont en train de générer une demande croissante sur la ressource en eau souterraine (Valdés-Pineda et al., 2014). Dans les régions situées entre 17°S et 35°S, les aquifères sont sur-exploités ce qui génère des conflits liés à la ressource en eau, notamment entre les exploitants agricoles et miniers. Sur cette zone il existe actuellement 11 rivières en situation de stress hydrique, 124 zones de restriction et 6 zones d'interdiction. McPhee et al. (2012) évaluent que l'irrigation représente 77,8% de la consommation totale d'eau, alors que le gouvernement prévoit une augmentation des zones irriguées de 57% d'ici 2022 (CNR, 2011), la part restante étant attribuée aux usages domestique (6%) et aux industries et mines (9% à 12%).

Les principales formations hydrogéologiques bien connues au Chili sont constituées de sédiments fluviaux, alluviaux et glaciaires quaternaires, non consolidés. En général, les aquifères sont libres ou semi-captifs et présentent des niveaux piézométriques relativement proches de la surface (<20 m) (Brown and Saldivia, 2000). Les interactions surface-souterrain dans ces aquifères alluviaux sont

généralement considérées comme très actives (Valdés-Pineda et al., 2014). Les prélèvements pour les eaux souterraines étaient très rares avant 1990, puis ont augmenté entre 1990 et 2011 (Bank, 2011) principalement à cause des limites du stock d'eau superficielle dans les régions arides du nord.

Une partie importante du Chili (3,1% de sa surface) est recouverte de glace, dont 76 % est concentrée dans les calottes glaciaires du sud du pays (Valdés-Pineda et al., 2014). Les formations cryosphériques généralement rencontrées dans les Andes sont les glaciers, les glaciers couverts, les glaciers rocheux, le permafrost et le manteau neigeux. Les glaciers rocheux se situent principalement dans le nord et le centre des Andes, à des altitudes inférieures à celles des glaciers, et où l'accumulation saisonnière de neige est moins importante (Brenning and Trombotto, 2006; Monnier et al., 2014). Les glaciers représentent une ressource très importante en tant que réservoir d'eau douce. La fonte ne contribue pas seulement aux débits printaniers mais elle est également la première source de recharge des eaux souterraines en été et en périodes de sécheresse. Les études disponibles indiquent une récession des glaciers chiliens (Bown et al., 2008; Rivera, 2001). Dans ce contexte typique des zones arides et semi-arides, la grande quantité d'eau stockée par ces formations cryosphériques et l'incertitude liée aux scénarios d'évolution du climat ont poussé le gouvernement à créer la « National Glacier Policy » (DGA, 2009) qui permet de protéger les compartiments cryosphériques en tant que réserve d'eau douce à long terme. L'augmentation actuellement constatée de la température dans les Andes provoque une remontée de l'isotherme 0°C, responsable du retrait glaciaire et de la diminution du manteau neigeux saisonnier. Entre 5°N et 25°S, depuis 1980 on enregistre une élévation de 25 m de l'isotherme 0°C par décade (Vuille et al., 2003). L'évolution des températures aura un impact sur les caractéristiques du régime hydrologique : une fonte plus rapide au printemps favorisant le ruissellement par rapport à l'infiltration (Jourde et al., 2011), un stress hydrique en été, et des apports d'eau plus importants en hiver. Dans les régions arides et semi-arides du nord, les rivières sont principalement approvisionnées par la fonte des précipitations neigeuses et des composants de la cryosphère (Valdés-Pineda et al., 2014). Outre la quantité de la ressource, sa qualité est un critère important dans la gestion de la ressource.

La CONAMA (2007) indique que les eaux de surfaces présentent des caractéristiques hydrochimiques et une qualité variable à l'échelle du pays. Par exemple, le nord est caractérisé par de fortes concentrations en sel et en métaux lourds comme l'arsenic, qui peut présenter des concentrations 50 fois supérieures au seuil de potabilité national qui est de 0,01 mg/l (Queirolo, 2000), entraînant parfois des restrictions. Ces contaminations sont généralement associées aux drainages miniers acides. La qualité de l'eau est meilleure dans le Chili central, malgré la présence de métaux comme le cuivre, d'origine anthropique. Dans la région centrale sud, la qualité de l'eau est bonne avec des paramètres physico-chimiques inférieurs aux normes de potabilité (Rivera et

al., 2004). Dans le sud et l'extrême sud la qualité de l'eau est jugée comme très bonne (CONAMA, 2007).

Dans les années à venir, il est prévu que la ressource disponible diminue alors que la demande va augmenter (CONAMA, 2006; Trenberth et al., 2007). Cette situation obligera de fait à modifier la part des différents usages mais nécessitera aussi une étude approfondie du fonctionnement hydrologique des bassins versants afin d'optimiser les méthodes de gestion de la ressource.

II- Le bassin versant de l'Elqui

II.1- Contexte géographique de la zone d'étude

Cette thèse se concentre sur le bassin versant semi-aride de l'Elqui situé dans la IV^{ème} région du Chili entre les latitudes 29°21'S et 30°30'S et les longitudes 70°37'W et 69°49'W (figure 10). Il couvre une surface totale de 9600 km² et la distance entre l'Océan Pacifique, à l'est, et la cordillère des Andes à l'ouest est de 140 km. Le bassin versant présente un gradient altitudinal est-ouest important avec des sommets culminant aux alentours de 6200 m d'altitude. Respectivement au nord et au sud, les bassins versants du Huasco et du Limari encadrent celui de l'Elqui. Les principaux centres urbains sont situés sur la côte (La Serena – 160 000 habitants), dans la vallée de l'Elqui (Vicuña – 26 000 habitants) et la vallée du Claro (Paihuano – 4 000 habitants). Quelques villages se situent dans la vallée du Turbio, comme Varillar ou Huanta (< 500 habitants), mais leur population est beaucoup moins importante.

La description géomorphologique du bassin versant de l'Elqui majoritairement acceptée est celle de Paskoff (1977). Elle décrit quatre catégories de paysages : la haute montagne, la moyenne montagne, la bande côtière et les vallées transversales. La zone de travail considérée dans cette étude s'étend du barrage de Puclaro, à l'ouest, à l'extrémité est du bassin versant, dans les Andes. On s'intéressera aux catégories de la haute et la moyenne montagne.

La zone d'étude est divisée en huit secteurs afin de faciliter l'organisation du travail (Figure 10) :

- Le **secteur Elqui**, qui s'étend de la retenue artificielle de Puclaro à la confluence entre les rivières Claro et Turbio. Ce secteur s'étend de 500 à 900 m d'altitude, couvre une surface de 472 km² et présente l'anthropisation la plus importante de la zone étudiée car l'agriculture y est très développée et la population plus nombreuse que dans les autres secteurs,
- Le **secteur Claro** s'étend de la confluence entre les rivières Turbio et Claro (900 m d'altitude) jusqu'à la ligne de partage des eaux entre les bassins versants de l'Elqui et du Limari au sud (5000 m d'altitude). La rivière Claro naît de la confluence entre les rivières Estero Derecho et Cochiguaz qui drainent la zone de haute montagne. Sur ce secteur couvrant une surface de 1514 km², l'agriculture est également très développée et la population nombreuse,
- Le **secteur Turbio** s'étend de la confluence Claro-Turbio à 900 m d'altitude, à la confluence

entre les rivières Toro et Laguna à 2000 m d'altitude. Il couvre une surface de 2643 km², caractérisé par un climat particulièrement aride et une végétation naturelle très peu développée. La population et l'activité agricole sont concentrées dans la moitié aval du secteur. Les principaux affluents pérennes du Turbio sont le Huanta et l'Incaguaz, les écoulements des autres affluents visibles sur la carte étant négligeables ou intermittents,

- Le **secteur Toro** couvre une surface de 473 km² entre 2000 et plus de 5000 m d'altitude. Ce secteur présente la particularité d'abriter le complexe minier d'El Indio, aujourd'hui fermé, mais dont les conséquences sur la qualité des eaux sont toujours actuelles. Aucune autre activité humaine n'est répertoriée dans le secteur,
- Le **secteur Laguna** couvre une surface de 484 km² entre 2000 et 3200 m d'altitude, entre la confluence Toro-Laguna et la retenue artificielle de La Laguna. Les activités humaines recensées dans ce secteur sont l'élevage extensif caprin et une ancienne exploitation minière,
- Le **secteur Colorado** est situé entre la retenue de la Laguna et les secteurs de tête du bassin versant (H.A. et Tapado) à 4000 m d'altitude. Certains sommets dépassent les 6000 m dans ce secteur qui couvre 426 km² et abrite également quelques élevages caprins,
- Le **secteur Haute Altitude** (H.A.) couvre une surface de 71 km² en tête du bassin versant de l'Elqui. Il est constitué de 3 sous bassins versants plus ou moins englacés. Ce secteur fait partie de la zone de très haute montagne et présente par conséquent un fonctionnement hydrologique particulier,
- Le **secteur Tapado** couvre une surface de 9 km² entre 4100 et 5550 m d'altitude. Il intègre le plus grand glacier de la IV^{ème} région du Chili ainsi qu'un complexe glaciaire constitué de glaciers couverts et rocheux et des moraines. Ce secteur présente un comportement hydrologique particulier qui est analysé en détail dans le chapitre 2.

Dans la suite de ce manuscrit les secteurs présentés vont être rassemblés en deux catégories. La « **zone inférieure** » inclut les **secteurs Elqui, Claro et Turbio**. Les autres secteurs font partie de la « **zone supérieure** ». Ces deux zones seront traitées respectivement dans les chapitres 2 et 3. Elles sont symboliquement séparées par la douane située à la confluence Toro-Laguna.

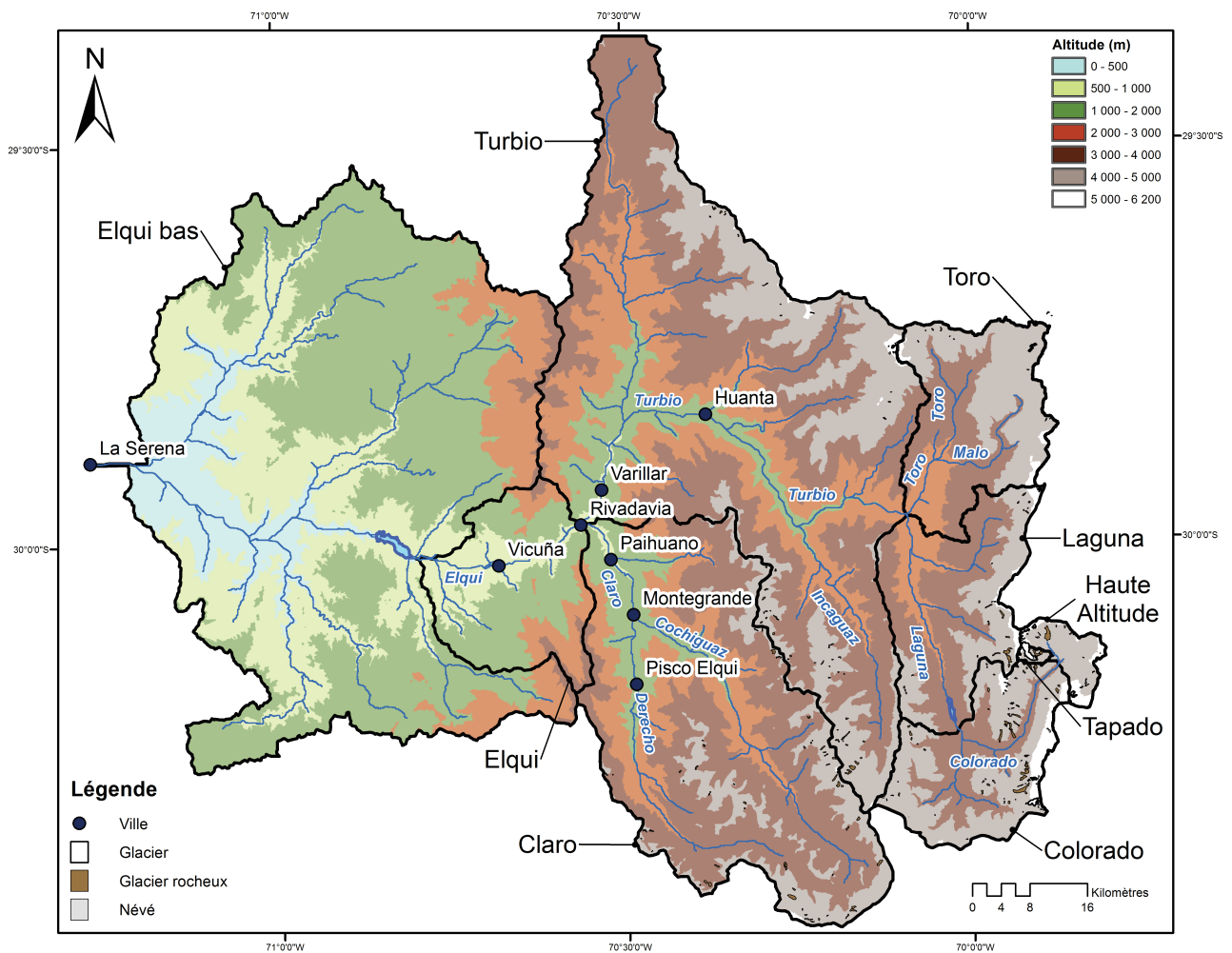


Figure 10: Le bassin versant de l'Elqui : topographie, réseau hydrographique, principales villes et découpage des secteurs.

II.2- Contexte géologique de la zone d'étude

Les formations géologiques rencontrées dans le bassin versant de l'Elqui ont commencé à se mettre en place il y a 350 Ma, au Carbonifère, et peuvent être classées en trois catégories : plutoniques, volcaniques et sédimentaires. Afin de simplifier la présentation de ces formations géologiques et faciliter la compréhension de leur mise en place, cette partie s'organisera suivant les étapes de l'orogénèse andine présentée précédemment (voir I.1).

Durant le Paléozoïque supérieur (-350 à -300 Ma) et la phase d'assemblage du Gondwana, la mise en place de batholites est dominante (Luengo et al., 2006). Les deux formations principales représentant ces batholites sont les super-unités Elqui et Incaguaz que l'on retrouve dans les **secteurs Claro** et **Turbio** (terrains plutoniques – figure 11). Ces batholites sont les témoins des phénomènes d'accrétion finale du Gondwana et de début de rupture du conglomérat Pangée-Gondwana (Mpodozis and Kay, 1990). La super-unité Elqui est principalement constituée de granites, granodiorites leucocratiques et monzogranites riches en biotite, mica et hornblende. Ces batholites constituent le socle dans la **zone inférieure**.

A la fin de cette phase géologique, a débuté la mise en place de la formation volcanique « pastos

blancos », présente dans toute la **zone supérieure**, où elle constitue le socle. La formation pastos blancos est constituée de rhyolite porphyrique, de dacite et de quelques intercalations de laves andésitiques. La formation pastos blancos est une des formations volcaniques les plus étendues dans la cordillère entre 28°S et 32°S (Martin et al., 1999).

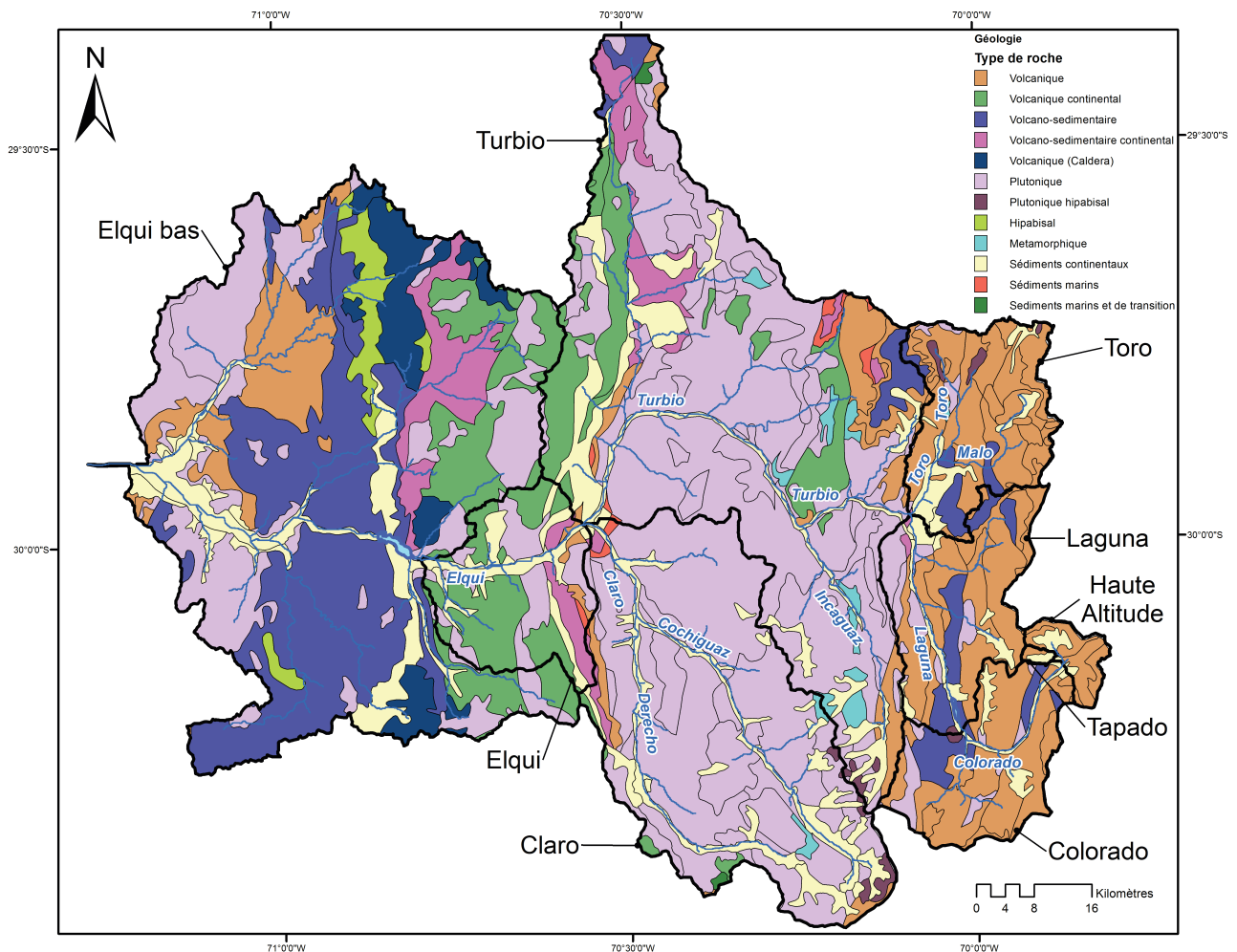


Figure 11: Carte géologique simplifiée du bassin versant de l'Elqui. Source : (DGA, 2003b)

Les roches mises en place durant la phase préandine sont majoritairement plutoniques, et volcaniques (Luengo et al., 2006).

Au début de cette phase, les produits volcaniques constituant la formation pastos blancos continuent leur mise en place. Durant la période Permo-Triasique (-300 à -200 Ma), se mettent en place à la fois des terrains plutoniques (granites hololeucocrates, granites et granodiorites, riches en biotites) et des terrains volcaniques. Ces formations se situent principalement dans les **secteurs Turbio** et **Claro**, avec quelques petites intrusions dans la **zone supérieure**. Les terrains volcano-sédimentaires sont des séquences continentales constituées de brèches, de laves rhyolitiques à dacitiques avec des intercalations de sables, de conglomerats et de rhyolithes porphyriques. Ces formations se situent principalement dans la **zone supérieure**, particulièrement dans les **secteurs Laguna** et **Colorado**.

Au cours du Trias (-250 à -200 Ma), des intrusions de granites leucocrates, monzogranites et syénogranites, riches en biotite, muscovite et hornblende se mettent en place. Ces formations sont situées dans le nord du **secteur Turbio** et dans les **secteurs Colorado** et **Laguna** mais ne couvrent pas des surfaces très importantes.

Durant la période Trias-Jurassique inférieur (-200 à -170 Ma), se mettent en place des séquences volcaniques basaltiques à rhyolitiques, avec des intercalations de niveaux sableux et de conglomérats. Ces formations sont principalement rencontrées dans les **secteurs Toro, Laguna, Haute Altitude** et **Tapado**. A la source de la rivière Huanta, dans le **secteur Turbio**, on retrouve ces dépôts volcaniques Triasico-Jurassiques.

Au Jurassique (-170 à -145 Ma), des formations volcaniques se mettent en place, constituées principalement de laves andésitiques à rhyolitiques. Ces formations sont très peu représentées dans la zone d'étude mais il est possible de les observer le long de la ligne de partage des eaux entre les **secteurs Claro** et **Elqui**.

Au Crétacé (-145 à -66 Ma) se mettent en place des formations plutoniques constituées de granodiorites, diorites et granites porphyriques. Ces formations sont largement présentes dans le **secteur Elqui**. Dans ce même secteur ces formations sont recouvertes de séquences volcaniques continentales basaltiques à dacitiques avec des intercalations pyroclastiques. Cette dernière formation peut être observée sur une petite zone au centre du **secteur Elqui**.

Au Paléocène (-66 à -56 Ma) se mettent en place des formations de monzodiorites à pyroxène et biotites, granodiorites et monzogranites à hornblende et biotites, diorites, rhyolithes et dacites porphyriques. Ces formations sont observées de façon sporadique dans le nord du **secteur Turbio** et dans le **secteur Elqui**. Ces formations sont généralement associées à des dépôts d'or et d'arsenic.

A l'Oligocène (-34 à -23 Ma) se mettent en place des intrusions de granodiorites, monzogranites et diorites riches en hornblende et biotite. On retrouve également des traces de gabbros. Cette formation est observée uniquement dans la partie la plus haute du **secteur Claro**.

Deux séquences volcaniques oligo-miocènes (-34 à -5 Ma) sont observées dans toute la **zone supérieure** et débordent légèrement sur le **secteur Turbio**, à proximité de la zone où la rivière Huanta prend sa source. Ces formations sont constituées de laves de type basaltiques à rhyolitiques.

Enfin, au Miocène inférieur (-23 à -5 Ma) se met en place une formation que l'on retrouve principalement dans les **secteurs Toro** et **H.A.** Cette formation est constituée de lave, de brèches et de roches pyroclastiques andésitico-basaltiques à dacitiques.

Les terrains les plus récents rencontrés dans le bassin versant de l'Elqui sont des sédiments alluviaux, colluviaux, glaciaires et fluvio-glaciaires quaternaires (-2,5 Ma à aujourd'hui). Ils sont généralement observés en fond de vallée ou dans la **zone supérieure** pour les sédiments glaciaires.

Le bassin versant de l'Elqui intègre des zones d'altération hydrothermale ayant entraîné une forte minéralisation de cuivre, or et arsenic.

La majorité des roches magmatiques (volcanique et plutonique) du bassin versant sont acides. La variabilité lithologique des terrains volcaniques et plutoniques est assez importante, mais les échantillons d'eaux prélevés dans le bassin versant ont montré que le marquage chimique des eaux par les compartiments volcaniques est relativement homogène. Cela indique que les écoulements à l'échelle d'un secteur intègrent la variabilité lithologique de ces compartiments. Ce travail se basera sur l'hypothèse que les roches plutoniques présentent la même homogénéité dans le marquage chimique des masses d'eau. Ainsi, il est possible d'adopter un modèle conceptuel géologique simplifié, ne différenciant que les terrains volcaniques, plutoniques et sédimentaires (Figure 11). Les terrains volcaniques sont majoritairement présents dans la **zone supérieure**, tandis que les terrains plutoniques sont présents dans la **zone inférieure**.

Les minéraux les plus répandus dans les roches volcaniques du bassin versant de l'Elqui sont les plagioclases, les pyroxènes, les amphiboles, l'olivine, la biotite et le quartz. Leur minéralogie est ainsi dominée par la silice, l'alumine et l'oxyde de fer, le calcium et le magnésium et l'on retrouve des traces de baryum, strontium et vanadium (Oyarzún et al., 1993).

Pour les roches plutoniques les minéraux habituellement rencontrés sont les feldspaths plagioclases, l'hornblende, la biotite et le quartz. Leur chimie est dominée par la silice et l'alumine, par contre leur teneur en oxydes de fer et de calcium est plus faible que celles des roches volcaniques (Miguel and Parada, 1984).

II.3- Contexte climatique de la zone d'étude

Le bassin versant de l'Elqui est soumis à un climat semi-aride caractérisé par des précipitations annuelles moyennes proches de 100 mm/an, qui varient spatialement et temporellement. Le long de la vallée, les précipitations montrent un gradient altitudinal avec une moyenne annuelle au niveau de la mer d'environ 80 mm/an, tandis qu'elle atteint 200 mm/an à 3750 m d'altitude (Young et al., 2010). Les précipitations sont concentrées à 80% (Gascoin et al., 2010) durant l'hiver austral, qui correspond à la période de basses eaux. Il pourrait paraître surprenant que la période de basses eaux concorde avec la saison des précipitations maximales, mais du fait du fort gradient altitudinal qui régit la quantité de précipitations, une part importante de celles-ci se fait sous forme de neige, qui reste stockée en altitude jusqu'au printemps. La fonte de cette neige et son transport superficiel ou souterrain vers l'aval provoque ce décalage de la période de hautes eaux en saison sèche. Exceptionnellement, des événements de précipitations peuvent se produire durant l'été austral, qui correspond généralement au débordement de l'hiver altiplanique sur la partie orientale du bassin versant de l'Elqui. Comme expliqué précédemment, le déplacement de la ZCIT et de la « bolivian high » vers le sud durant l'été austral peuvent être à l'origine de ces précipitations exceptionnelles (Voir I.2 - p.26).

Plusieurs auteurs ont identifié une tendance de diminution des précipitations annuelles dans la **zone inférieure** du bassin versant de l'Elqui, à partir des chroniques de Vicuña et La Serena qui couvrent respectivement, 100 et 145 ans (Fiebig-Wittmaack et al., 2011; Souvignet et al., 2010b; Verbist et al., 2000; Young et al., 2010). Par contre, aucune tendance à la baisse n'a été observée pour les précipitations neigeuses dans la zone de haute altitude durant la dernière décennie (Young et al., 2010) alors qu'à l'échelle régionale les températures montrent un réchauffement entre 1973 et 2006 (Souvignet et al., 2010b). Un travail de modélisation réalisé par Souvignet et al. (2008) a montré que le nombre de jours de gel dans les zones de haute altitude du bassin versant risque de réduire approximativement de 70 %. Cette diminution devrait provoquer un allongement de la saison sèche dans les 60 années à venir qui impactera le fonctionnement hydrologique de la **zone supérieure**.

Les phénomènes d'oscillation climatique El Niño et La Niña décrits précédemment (Voir I.2 - p.26) ont une influence notable à l'échelle du bassin versant de l'Elqui et peuvent parfois devenir le processus climatique majeur, contrôlant les conditions météorologiques sur la zone d'étude. Il existe une corrélation entre la température de surface de la mer (SST) au niveau de l'équateur, entre 5°N et 5°S, et les précipitations dans le bassin versant de l'Elqui (Verbist et al., 2000). Les anomalies positives de SST durant les événements El Niño sont associées à une tendance d'excès pluviométrique (comme par exemple durant les années 1972, 1982, 1987 et 1997), tandis que les anomalies négatives (phénomènes La Niña) sont généralement associées à un déficit de précipitations comme observé en 1988 (Escobar and Aceituno, 1998; Verbist et al., 2000). Young et al. (2009) ont calculés les moyennes de précipitations annuelles à Vicuña pour les années affectées par des épisodes El Niño et La Niña d'une durée supérieure à 6 mois. Ces résultats montrent que la quantité de précipitations varie de façon notable entre les années neutres, les années El Niño et les années La Niña (Tableau 1). Les précipitations moyennes sont maximales durant les phases El Niño (133,9 mm/an) et minimales durant les phases La Niña (68,3 mm/an), ce qui est cohérent avec les informations disponibles dans la littérature. Il est intéressant de voir que durant les années neutres la gamme des précipitations moyennes évolue entre 1,3 et 258,5 mm/an. Ce résultat indique que durant ces années les cumuls de précipitations peuvent être équivalents, aussi bien à ceux enregistrés durant les phase El Niño, que durant les phase La Niña. Ainsi, la variabilité climatique locale peut affecter les cumuls de précipitations dans les mêmes proportions que les

	Nombre d'années	Précipitations		
		Moyenne	Écart-type	Gamme
Année Neutre	21	91,5	75,2	1,3 – 258,5
Année El Niño	16	133,9	80,7	33,9 – 296,5
Année La Niña	14	68,3	26,5	20,5 – 110,7
Totalité	51	98,4	71,2	1,3 – 296,5

Tableau 1: Précipitations moyennes durant les années El Niño, La Niña et les années neutre. Source : (Young et al., 2010).

phénomènes El Niño et La Niña.

Cette variabilité affecte bien évidemment les précipitations neigeuses, mais uniquement au nord de 35°S. L'accumulation de neige a tendance à être plus importante quand l'anomalie moyenne de température de surface de la mer dépasse 1°C au cours de la période mai-août. Lorsque l'anomalie de SST est inférieure à -0,5°C, les précipitations neigeuses sont inférieures à la moyenne. Entre ces deux valeurs il n'y a pas d'impact clair sur la quantité de précipitations (Escobar and Aceituno, 1998).

Cette étude s'inscrit dans un contexte de sécheresse assez prononcé, associée à une diminution des niveaux des nappes et des débits de rivière depuis 2008. Cette situation est bien illustrée par la diminution du stock d'eau du barrage Puclaro (Figure 12). Depuis 2008, quatre périodes d'anomalie de SST négative (phases La Niña, 2008, 2009, 2011 et 2012) ont été recensées, contre une période de SST positive (phase El Niño, 2010)(NOAA, 2014).

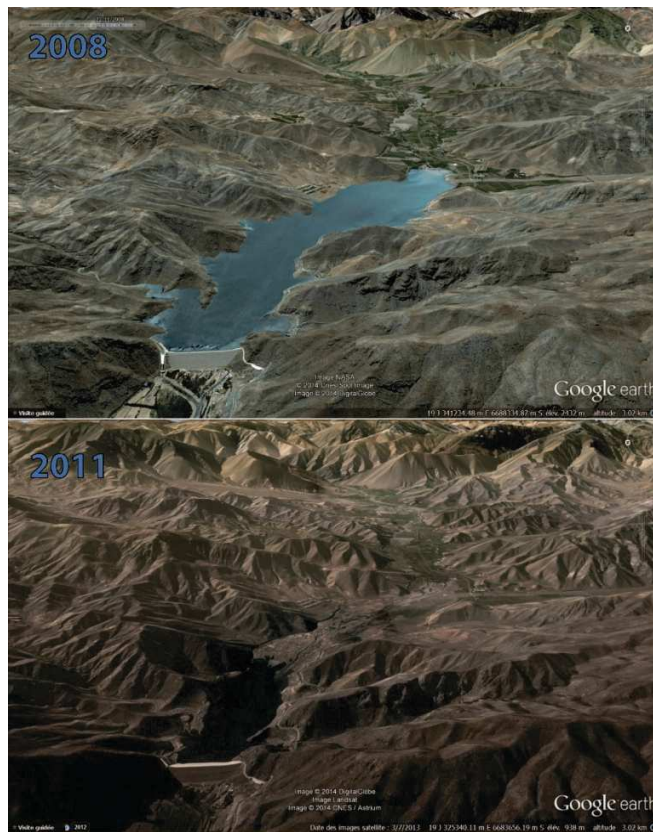


Figure 12: Stock d'eau contenu dans la retenue artificielle de Puclaro en 2008 (Haut) et 2011 (bas). Source : Google earth.

II.4- Contexte hydrogéologique et hydrologique

La forte hétérogénéité du climat et de la morphologie du bassin versant de l'Elqui entraîne une variabilité importante du type de cours d'eau et de leur comportement hydrodynamique. Dans la **zone supérieure** les cours d'eau des **secteurs Tapado** et **Haute Altitude** sont généralement des torrents actifs durant l'été austral avec des débits moyens qui restent inférieurs à 1 m³/s et qui peuvent être intermittents durant l'hiver. Ces cours d'eau sont généralement alimentés par la fonte

du manteau neigeux au printemps et par les compartiments cryosphériques ou hydrogéologiques en été. Dans le **secteur Colorado**, le ruisseau du même nom reçoit l'eau provenant de tous ces torrents avant de se jeter dans la retenue artificielle de La Laguna. Le ruisseau Colorado est pérenne avec un débit moyen variant entre 1 et 4 m³/s, respectivement en hiver et en été. La rivière Laguna est alimentée par le barrage du même nom, contraignant donc son débit naturel. Cependant, la dynamique de variabilité saisonnière artificielle du débit de la rivière Laguna est représentative de son comportement hydrologique naturel dont le débit moyen est compris entre 0,7 et 5,2 m³/s. Plus au nord, la rivière Toro présente un débit plus faible que celui de La Laguna avec un débit moyen variant entre 0,5 et 1,2 m³/s et moins de variations saisonnières. Ce comportement peut être expliqué par une surface englacée supérieure dans le **secteur Laguna** (Figure 10).

En amont de la **zone inférieure**, la confluence entre la Laguna et le Toro donne naissance à la rivière Turbio. Celle-ci s'écoule en fond de vallée sur des sédiments alluviaux perméables. Elle est soutenue par quelques affluents dont les plus importants sont les rivières Incaguaz et Huanta. A l'exutoire du **secteur Turbio**, la rivière présente un débit annuel moyen variant entre 2 et 44 m³/s. Le **secteur Claro** peut être considéré, à plus petite échelle, comme analogue à l'ensemble de la **zone supérieure** ajouté au **secteur Turbio**. En effet ce secteur couvre une plus petite surface mais son amplitude altitudinale est proche de celle de l'ensemble **secteur Turbio-zone supérieure**. En revanche, la cryosphère y est moins représentée. La rivière Claro naît de la confluence entre les torrents Cochiguaz et Derecho au niveau de Montegrande (Figure 10) et présente un débit annuel moyen à l'exutoire du secteur variant entre 0,4 et 12 m³/s. La confluence des rivières Claro et Turbio donne naissance au fleuve Elqui dont le débit annuel moyen varie entre 2,3 et 46 m³/s avant de se jeter dans la retenue artificielle de Puclaro, limite aval de la zone d'étude.

Les compartiments hydrogéologiques du bassin versant de l'Elqui peuvent être séparés en deux catégories :

- Les compartiments volcaniques et plutoniques, pour lesquelles pratiquement aucune information hydrogéologique ou hydrochimique n'est disponible. Le manque de données concernant ces compartiments de socle a pour conséquence que la majorité des études du fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Elqui les ont considérés comme imperméables ou ne présentant pas de propriétés aquifères.
- Les compartiments alluviaux superficiels reposant sur les terrains de socle, pour lesquels une quantité importante de données hydrogéologiques et hydrochimiques sont disponibles, surtout dans la partie basse du bassin versant de l'Elqui. En amont de la confluence Claro-Turbio quelques informations sont disponibles mais aucune étude poussée n'a été réalisée. Pour simplifier le modèle conceptuel de fonctionnement du bassin versant, les **secteurs Claro** et **Turbio** ont été considérés comme similaires,

présentant les même caractéristiques et le même fonctionnement hydrodynamique.

En 1950, les ressources superficielles deviennent insuffisantes pour satisfaire la demande en eau. Un prêt de la Banque Internationale pour le Développement et la Reconstruction permet alors de réaliser une étude sur les aquifères alluviaux. Ce projet est lancé en partenariat avec le département de l'intérieur nord américain. Il permet de caractériser la structure et les propriétés des aquifères alluviaux entre La Serena et la confluence Turbio-Claro, mais également le stock d'eau disponible, évalué à l'époque à 127 Mm^3 dans les premiers 50 m d'épaisseur (United state department of the interior, 1955). Les caractéristiques des aquifères alluviaux du bassin versant de l'Elqui vont être rappelés ici.

Les données disponibles pour les **secteurs Turbio et Claro** ne permettent que de caractériser leur partie aval, sans distinction de secteur. La largeur de la vallée dans ces secteurs est proche de 100 m avec une épaisseur de dépôts alluviaux pouvant dépasser les 100 m. Ces dépôts sont principalement constitués de sédiments clastiques de taille centimétrique à métrique, contenus dans une matrice constituée d'arènes granitiques avec quelques intercalations plus fines. La perméabilité moyenne a été évaluée à $1,2 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ (INECON, 1997).

La seconde section considérée se situe dans le **secteur Elqui**, entre Rivadavia et Vicuña (Figure 10). La largeur de la vallée varie entre 600 m en amont et 1800 m vers Vicuña. L'aquifère est constitué de dépôts récents de pierres, galets, sables et d'une proportion variable de limons et d'argiles. Sa profondeur varie entre 90 m et 130 m au niveau de Vicuña où il est constitué de trois couches présentant des caractéristiques différentes. La plus superficielle présente une épaisseur variant entre 13 m et 70 m pour une perméabilité variant entre $1,2 \cdot 10^{-4}$ et $1,2 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$. La couche intermédiaire, dont l'épaisseur varie entre 3 m et 44 m pour une perméabilité de $1,2 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ présente des variations latérales de faciès avec des proportions plus ou moins importantes de sédiments fins. Enfin, la couche la plus profonde est constituée de galets, de sables fins, d'argiles et présente une plus faible perméabilité, inférieure à $1,2 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$.

Le troisième secteur s'étend entre Vicuña et la retenue artificielle de Puclaro. La largeur de la vallée varie entre 800 m et 1200 m et le socle plutonique se situe entre 90 m et 180 m de profondeur maximum au centre du secteur. L'aquifère est constitué d'une couche superficielle mesurant entre 13 m et 53 m d'épaisseur et présentant une perméabilité de $1,2 \cdot 10^{-4}$ et $1,2 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$. Plus en profondeur, une couche dont l'épaisseur varie entre 4 m et 20 m présente une perméabilité supérieure à $1,2 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$. Les propriétés de la couche inférieure n'ont pas été caractérisées, cependant il est probable qu'elle possède une perméabilité très faible comme dans le secteur précédent.

Deux secteurs ont été caractérisés en aval de la retenue de Puclaro mais ils se trouvent en dehors de la zone d'étude. Les données sont disponibles dans différents rapports et ne seront donc pas rappelées ici (United state department of the interior, 1955).

En résumé, la Dirección Regional de Aguas (DGA) a défini trois couches dans l'aquifère alluvial en aval de la confluence Turbio-Claro. La couche superficielle, entre 0 m et 15 m de profondeur, qui est constituée de pierres, de sables, de galets et de quelques intercalations de sédiments fins. Cette couche présente une faible compaction et une bonne à très bonne capacité hydrique. La seconde couche présente une épaisseur variant entre 30 m et 120 m. Elle est constituée de sables de taille variable, avec des galets et des intercalations d'argiles. Enfin l'épaisseur de la couche la plus profonde varie entre 30 m et 120 m. Cette dernière est constituée d'intercalations de niveaux de sables à galets avec des niveaux d'argiles contenant des sédiments clastiques. Cette couche présente une capacité hydrique inférieure à celle des deux autres couches plus superficielles à cause de la compaction plus importante et de sa granulométrie inférieure. Le confinement des aquifères constitués par ces trois couches augmente avec la profondeur, depuis une nappe superficielle libre jusqu'à une nappe plus profonde relativement confinée par les différentes lentilles argileuses identifiées.

Les valeurs de conductivité hydraulique et de transmissivité évoluent entre les différents secteurs en relation avec les variations de faciès lithologique. Les valeurs de transmissivité sont égales à $8,7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, $3,5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ et $1,0 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, pour les secteurs 1, 2 et 3 présentés ci-dessus.

Bien que les compartiments alluviaux présentent les meilleures propriétés hydrogéologiques dans la vallée de l'Elqui, des études commencent à s'intéresser aux potentiels aquifères des formations de socle (Luengo et al., 2006). Les formations plutoniques, ou batholites, montrent une porosité secondaire liée à leur fracturation. Ces fractures peuvent être des diaclases. Elles sont présentes en nombre mais sont peu efficaces d'un point de vue hydrodynamique par rapport à la fracturation tectonique créant des axes de drainage préférentiels majeurs, mais moins nombreux. Les formations volcaniques et volcano-clastiques possèdent des vésicules d'air interconnectées leur conférant une porosité primaire. Cette caractéristique associée à une fracturation et aux effets de dissolution par l'eau contenue dans la formation géologique améliorent également les propriétés hydrogéologiques.

Une des problématiques concernant la ressource en eau dans le nord du Chili concerne sa qualité. Les masses d'eau dans la quatrième région du Chili dépassent, par exemple, des normes sur les concentrations en manganèse, fer et sulfate (Arumi et al., 2005).

Dans le bassin versant de l'Elqui, l'origine des éléments chimiques altérant la qualité de l'eau est à la fois naturelle et anthropique. Dans la **zone supérieure**, la percolation de l'eau à travers les formations volcaniques constituées de minéraux riches en sulfure comme la pyrite (Galleguillos et al., 2008) entraîne une augmentation de la concentration en sulfate et une diminution du pH. La présence de zones d'altérations hydrothermales a les mêmes effets sur les masses d'eau avec, en plus, une mise en solution d'éléments traces ou de métaux (Mn, Fe, Cu, Zn, B, Al, As) (Oyarzún et al., 2013; Strauch et al., 2006). Ces processus de minéralisation naturelle des eaux sont largement

accentués par l'activité minière, notamment pour la zone d'étude, dans le **secteur Turbio**. Hors zones d'altération hydrothermale et hors zone d'oxydation de minéraux sulfurés, la minéralisation des eaux liée aux roches de socle est beaucoup moins importante. Par ailleurs, la minéralisation des masses d'eau par dissolution des minéraux contenus dans les formations plutoniques est beaucoup moins importante que pour les formations volcaniques (Oyarzún et al., 2013).

Dans le bassin versant voisin du Limari, au sud de celui de l'Elqui, une étude menée par la DGA en 2008 a mis en évidence une recharge des aquifères alluviaux assurée en majorité par l'infiltration depuis les cours d'eau et par l'irrigation. Dans les zones d'altitude, il a été démontré que les précipitations constituent la source principale de la recharge. Il est important de rappeler que dans la **zone inférieure** du bassin versant du Limari, les zones agricoles couvrent une surface bien plus importante (310 km²) que dans la **zone inférieure** du bassin versant de l'Elqui (180 km²). A l'échelle du bassin versant du Limari, la connectivité surface-souterrain est importante, avec un rôle notable de la rivière dans la recharge de l'aquifère. En effet, ce processus a été démontré lors d'essais par pompages réalisés au sein de l'aquifère alluvial du Limari, qui ont mis en évidence un apport par la rivière entre 60 et 99 % de l'eau pompée dans le puits (DGA, 2008).

De telles études ont également été réalisées dans la partie basse du bassin versant de l'Elqui, entre la confluence Turbio-Claro et la ville de La Serena située sur la côte (DGA, 2009). Elles identifient des zones potentielles de connexion directe (absence de zone non saturée) entre la rivière et l'aquifère. Il a également été déterminé que la recharge du compartiment souterrain sur la partie basse du bassin versant de l'Elqui (0-800 m) est assurée en majorité par l'irrigation des parcelles agricoles et par l'infiltration de l'eau circulant dans le réseau de canaux d'irrigation. Dans un second temps, l'infiltration depuis la rivière, l'infiltration des précipitations ou les apports depuis les piedmonts participent à la recharge de l'aquifère. La figure 13, présente la surface des zones irriguées dans le bassin versant de l'Elqui. La surface irriguée dans le **secteur Elqui** étant supérieure à celle des **secteurs Turbio** et **Claro**, la recharge liée à l'irrigation y est probablement plus importante. Pour les **secteurs Turbio** et **Claro**, la recharge des aquifères alluviaux serait principalement associée à l'infiltration des précipitations neigeuses ou à l'eau des rivières durant la période de fonte (Arumi et al., 2005; Favier et al., 2009; Jourde et al., 2011).

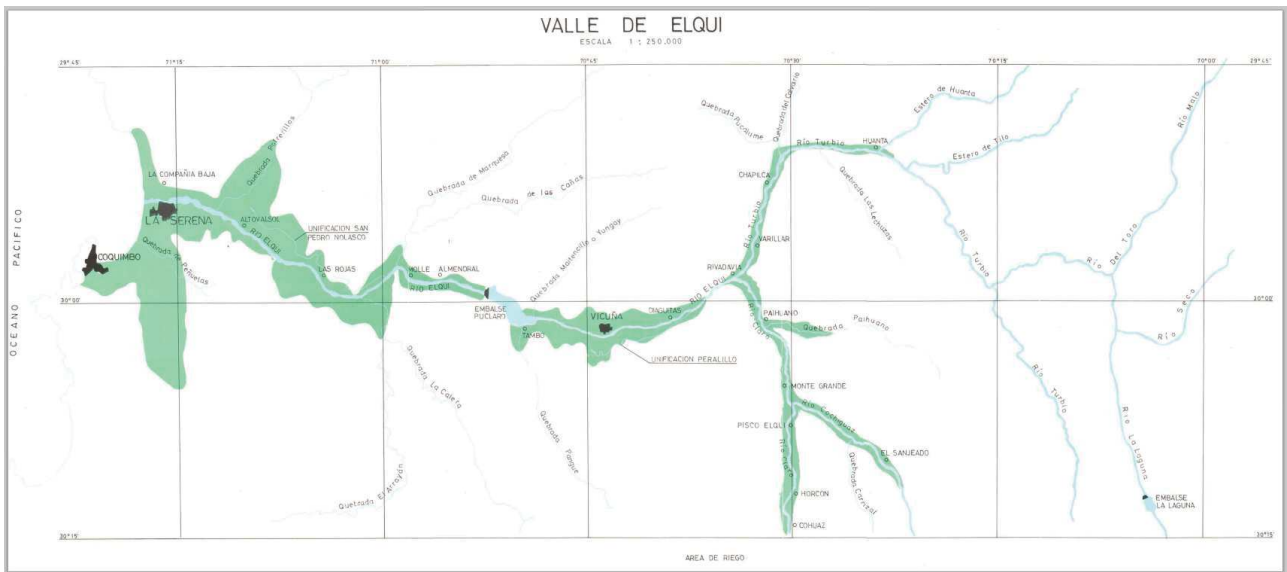


Figure 13: Cartographie des zones agricoles irriguées dans le bassin versant de l'Elqui. Source : CNR, 1959.

Ces modalités de recharge des aquifères alluviaux impliquent un potentiel d'interaction important qui a déjà été établi dans le bassin versant voisin du Limari (DGA, 2008; Oyarzún et al., 2013; Strauch et al., 2006).

La variabilité climatique prononcée, décrite précédemment (voir II.3), a des conséquences sur le fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Elqui. Les températures de surface de l'océan au niveau de l'équateur sont par exemple corrélées aux débits dans le bassin versant de l'Elqui, indiquant le forçage des phénomènes El Niño et La Niña sur son fonctionnement (Verbist et al., 2000). Bien entendu, ce forçage s'applique principalement sur les précipitations, notamment neigeuses, dont les modalités de fonte contraignent ensuite les débits. La variabilité des précipitations est également le principal facteur de forçage du bilan de masse des glaciers. Il a d'ailleurs été constaté que la surface englacée a diminué de 29 % depuis 1955, avec une augmentation du taux de retrait dans la seconde moitié du 20^{ème} siècle (DGA, 2003a). La principale source d'eau pour l'Elqui étant la fonte de la neige et de la glace, la variabilité de son débit est ainsi corrélée avec celle des cumuls de neige saisonniers et par extension aux phénomènes d'oscillation climatique ENSO/LNSO (Souvignet et al., 2010a; Young et al., 2010). Suite à l'augmentation des températures attendue, le débit de la rivière augmentera certainement avec l'augmentation de l'ablation dans la **zone supérieure**, (Souvignet et al., 2010a, 2010b, 2008; Young et al., 2010). Or, sur le long terme, cette augmentation des températures risque de provoquer une diminution très importante du stock d'eau gelée. Ainsi, le débit n'augmentera que de façon temporaire et finira par chuter de façon drastique. Les interactions entre les compartiments cryosphériques, hydrologiques et hydrogéologiques des différents secteurs du bassin versant de l'Elqui apparaissent donc comme l'un des processus clé dans la régulation des flux hydriques à l'échelle du bassin.

Les principaux usages de l'eau dans le bassin versant de l'Elqui sont agricoles (64%), industriels (24%) et domestiques (12%). Les prélèvements agricoles sont réalisés dans les rivières par un réseau de canaux d'irrigation, dans les trois secteurs de la **zone inférieure** (figure 13). Ces prélèvements sont soumis à des restrictions en fonction de la réserve disponible dans les barrages de La Laguna et de Puclaro. Les volumes de prélèvement autorisés sont calculés par la DGA. Quant aux prélèvements domestiques, ils sont réalisés dans les nappes alluviales de fond de vallée. Plusieurs puits de prélèvements sont répartis dans toute la **zone inférieure**, alimentant les différentes localités. Enfin, l'industrie minière, grande consommatrice d'eau, prélève directement l'eau superficielle ou souterraine dans la zone de haute montagne. Les différents compartiments sont donc sollicités différemment pour chacun des usages. Le bon équilibre des prélèvements pour chaque usage et le contrôle des contaminations sont essentiels à la préservation et la bonne gestion de la ressource en eau dans le bassin versant de l'Elqui.

II.5- Identification des compartiments constitutifs de l'hydrosystème.

La description du bassin versant de l'Elqui a permis d'identifier les compartiments impliqués dans son fonctionnement hydrologique, au sein des différents secteurs. Ils seront classés selon trois catégories principales : les compartiments cryosphériques, les compartiments hydrologiques et les compartiments hydrogéologiques.

Les **compartiments cryosphériques** incluent toutes les structures gelées produisant, stockant ou transférant de l'eau comme les glaciers, les glacier couverts, les glaciers rocheux, le permafrost, les névés et le manteau neigeux. Ce type de compartiment est très représenté sur toute la **zone supérieure** et sur la partie amont du **secteur Claro**, notamment sous forme de glacier rocheux.

Le **compartiment hydrogéologique volcanique** est présent sur la **zone supérieure** et déborde légèrement sur la partie orientale du **secteur Turbio**. Plusieurs études suggèrent qu'il est en partie responsable de la minéralisation importante des masses d'eau provenant de la **zone supérieure** (voir II.2 et II.4). Dans certains endroits de la **zone supérieure** les dépôts volcaniques ont subi des processus d'altération hydrothermale, ou possèdent des concentrations importantes en minéraux sulfurés comme la pyrite. L'eau percolant à travers ces formations voit son pH fortement diminuer et se charge en sulfates, en éléments traces et en métaux lourds. Ces drainages acides ont été identifiés dans le **secteur Colorado**. Ce compartiment a été considéré, jusqu'à maintenant, comme présentant des propriétés hydrogéologiques quasiment nulles.

Le **compartiment hydrogéologique plutonique** est localisé sur la **zone inférieure** du bassin versant. Il constitue la formation de socle dans les **secteurs Turbio, Claro et Elqui**. Dans toutes les études précédentes, les batholithes constituant ce compartiment ont été considérés comme des surfaces imperméables, concentrant les flux d'eau vers les aquifères alluviaux. Aucune information sur leur propriétés hydrogéologiques ou hydrochimiques n'est disponible.

Le **compartiment hydrogéologique alluvial** est exploité pour l'alimentation en eau potable des

populations et l'irrigation depuis les années 1950. Il est constitué de débris rocheux sub-millimétriques à pluri-décimétriques issus du démantèlement des terrains plutoniques et volcaniques proches. Ce compartiment constitue le remplissage de fond de vallée des sous bassin-versants du Claro, du Turbio et de l'Elqui. Les eaux contenues dans ce compartiment conservent généralement les caractéristiques physico-chimiques qu'elle possèdent avant la recharge. C'est comme cela que le compartiment alluvial Turbio présente un faciès sulfaté-calcique hérité des eaux provenant de la **zone supérieure** du bassin versant. Il est possible que les sédiments constituant le compartiment alluvial puisse marquer chimiquement les eaux. Du fait du contexte géologique local, ces sédiments sont d'origine volcanique ou plutonique, ce qui fait que le marquage hydrochimique par le compartiment alluvial ne sera pas différenciable du marquage initial des masses d'eaux ayant rechargé le compartiment.

Le **compartiment hydrogéologique thermal**, identifié principalement dans le **secteur Toro**, est un gisement thermal présentant une température de plus de 200 °C permettant la mise en place de processus d'échanges isotopiques eau-roche (Oyarzún et al., 2013; Strauch et al., 2006). L'eau produite par une source de faible débit (<5 l/s) présente une anomalie thermique avec une température de 40°C et une très forte conductivité électrique approchant 8 mS/cm (Strauch et al., 2006). Le fort marquage géochimique est compensé par le faible débit. De plus, les éléments contenus dans cette eau sont dilués lors du mélange avec les eaux superficielles de la rivière Toro.

Enfin, le **compartiment hydrologique** intègre tous les types d'écoulements superficiels, des petits torrents de la **zone supérieure** à la rivière de la **zone inférieure**. Ces compartiments ont comme caractéristique un transfert des masses d'eau rapide vers l'aval et n'ont pas d'effets sur le marquage chimique des masses d'eau.

L'interprétation des données acquises dans le cadre de ce doctorat permettra de caractériser le rôle de chacun de ces compartiments dans le fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Elqui.

III- Instrumentation du bassin versant de l'Elqui et collecte de données complémentaires

Une partie des données exploitées dans ce travail a été mise à disposition par le CEAZA et la direction générale des eaux (DGA). Ces données ont été complétées par des mesures hydro-météorologiques et physico-chimiques réalisées à l'occasion de plusieurs campagnes de terrain effectuées entre 2011 et 2013. Les mesures hydrologiques et hydrogéologiques sont plus complexes à obtenir dans la **zone supérieure** en raison du contexte météorologique. Le premier problème est l'accès aux zones de haute altitude qui n'est possible qu'entre décembre et avril, durant l'été austral. Le second problème est lié aux basses températures qui entraînent le gel des masses d'eau perturbant les mesures et dégradant parfois le matériel au point de ne pas pouvoir

recupérer les données enregistrées. Tous ces aspects rendent difficiles le travail de terrain mais également le travail consécutif de traitement et d'interprétation des données. A noter que les cours d'eau analysés dans la **zone supérieure**, en amont du barrage de La Laguna, ne possèdent pas de noms. Ceux qui leur ont été attribués sont valables uniquement dans le cadre de cette étude.

III.1- Données hydro-météorologiques disponibles sur le bassin versant de l'Elqui

III.1.1- Zone supérieure

Dans la **zone supérieure**, les stations les plus élevées se situent dans les **secteurs Colorado** et **Tapado**. Les données météorologiques sur le **secteur Tapado** sont mises à disposition par l'équipe glaciologie du CEAZA. Les détails techniques concernant les deux stations météorologiques sont disponibles dans l'article présenté dans le chapitre 2 (VI.1). Dans le **secteur Colorado**, DGA fournit la chronique de débits en aval du barrage de La Laguna, ainsi que la chronique de précipitations. Dans le **secteur Toro**, la chronique de débit au niveau de la douane située à la confluence Laguna-Toro est mise à disposition par la DGA. La localisation de ces stations météorologiques et hydrométriques est présentée dans les figures 14, 15 et 16.

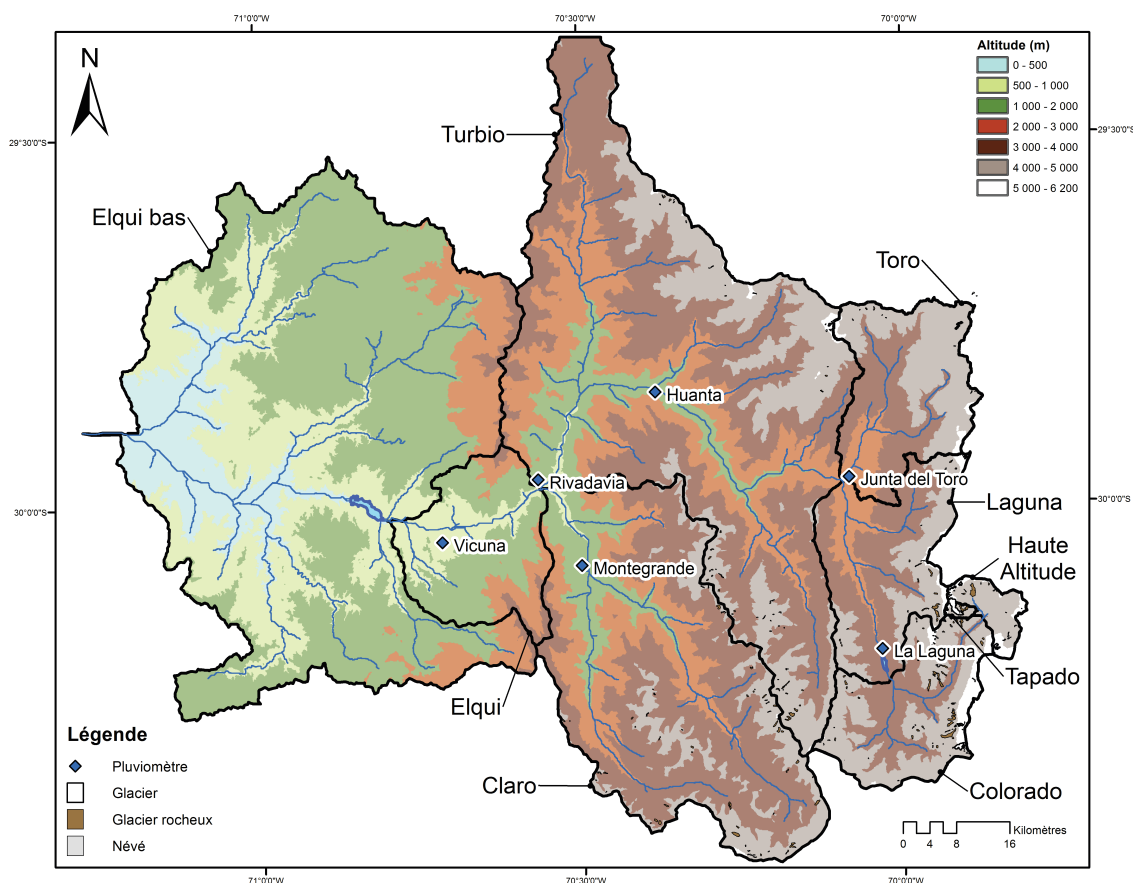


Figure 14: Localisation des stations pluviométriques dans le bassin versant de l'Elqui

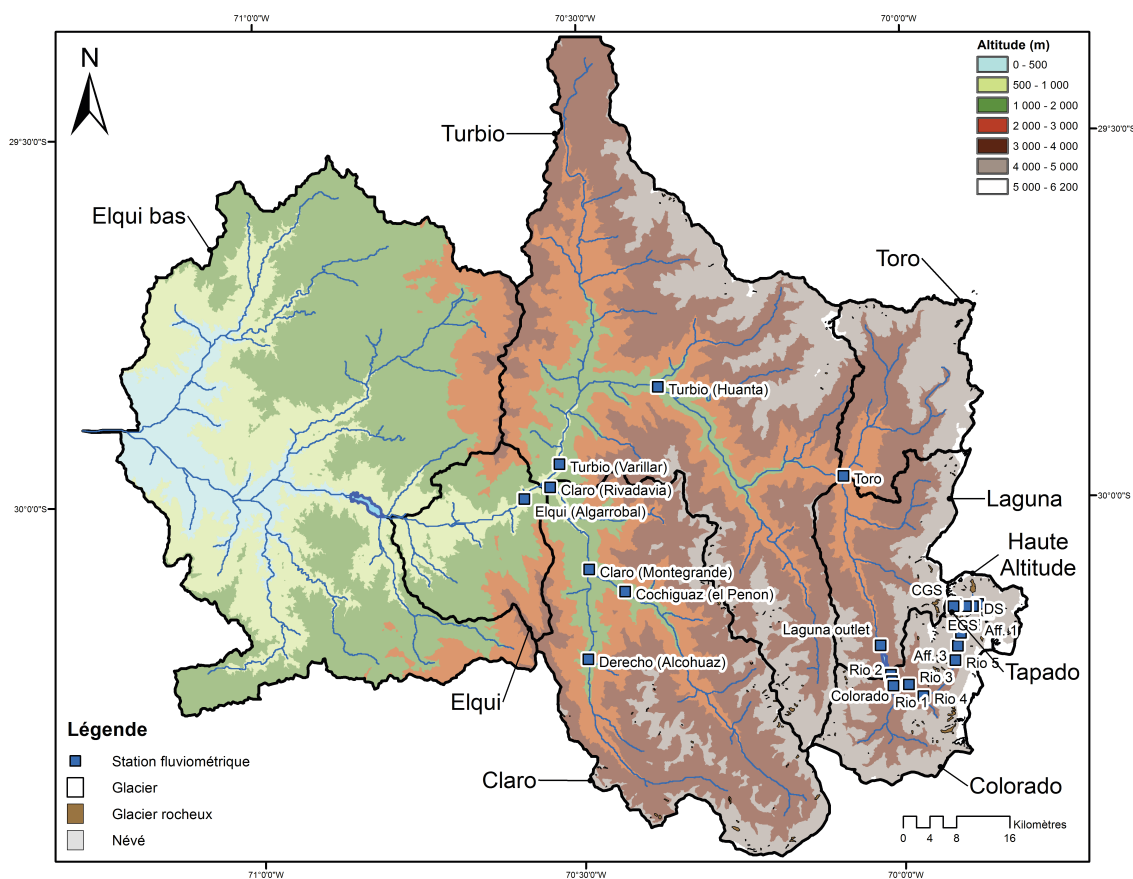


Figure 15: Localisation des stations fluviométriques dans le bassin versant de l'Elqui

III- Instrumentation du bassin versant de l'Elqui et collecte de données complémentaires

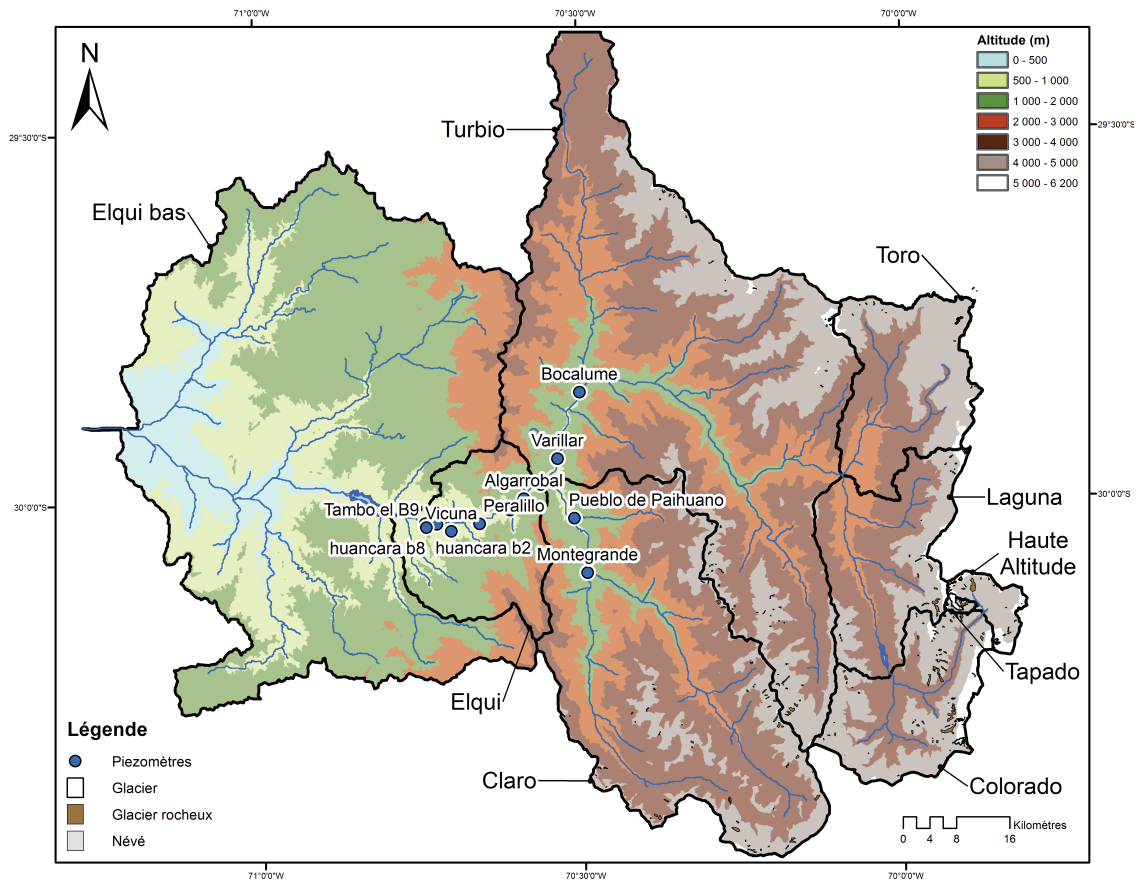


Figure 16: Localisation des stations piézométriques dans le bassin versant de l'Elqui

III.1.2- Zone inférieure

Dans la **zone inférieure** les données hydro-météorologiques sont également fournies par la DGA. Si la majorité de ces chroniques couvrent les 40 dernières années, certaines d'entre elles donnent des informations jusqu'à une soixantaine d'années. Les longueurs des différentes chroniques sont présentées en annexe 1. Les figures 14, 15 et 16 présentent les localisations de ces stations sur les secteurs de la **zone inférieure** du bassin versant de l'Elqui. Les chroniques de cumuls de précipitations, de débits moyens et de niveaux piézométriques moyens ont un pas de temps mensuel. Une campagne de jaugeage différentiel réalisée dans la **zone inférieure** du bassin versant par les équipes de la DGA permet d'identifier des zones d'interactions potentielles entre compartiments alluviaux superficiels et souterrains.

III.2- Collecte de données hydro-météorologiques et hydrochimiques complémentaires

Cette partie présente les expériences mises en place durant les campagnes de terrain réalisées durant l'été austral (novembre-avril), entre 2011 et 2013. Durant ces campagnes il a été possible de réaliser des mesures hydrologiques dans les secteurs les plus hauts du bassin versant. Des prélèvements d'eaux superficielles et souterraines ont également permis de réaliser des analyses physico-chimiques.

III.2.1- Zone supérieure

Dans les secteurs situés en amont de la retenue de La Laguna, des mesures de hauteur d'eau continues et des jaugeages réguliers permettent d'estimer la contribution de différents sous bassins versants vers l'aval. Le **secteur du Tapado** a été instrumenté afin de caractériser précisément le comportement hydrodynamique d'un bassin versant englacé. Les mesures ont été réalisées à l'échelle mensuelle pour les **secteurs H.A.** et **Colorado**. Enfin un échantillonnage bi-annuel des masses d'eau a été mené sur toute la **zone supérieure** afin de caractériser leur faciès géochimique en 2011 et 2012.

III.2.1.1- Mesure hydrologiques

Dans le **secteur Tapado**, trois sondes CTD ont permis de suivre les hauteurs d'eau de torrents glaciaires durant trois mois (février à avril 2011). Ces sondes ont enregistré les variations de hauteur d'eau, de température et de conductivité électrique à un pas de temps de 10 minutes. Plusieurs jaugeages par dilution chimique (sel) ont permis de réaliser des courbes de tarage pour chacun de ces torrents. Dans les **secteurs H.A.** et **Colorado** des jaugeages par dilution chimique et par exploration du champ de vitesse ont été réalisés mensuellement entre décembre 2012 et mars 2013. La localisation des points de mesure est disponible sur la figure 17. Tous les détails techniques et les incertitudes relatives aux mesures par les sondes CTD, aux jaugeages par dilution chimique et par exploration du champ de vitesse sont présentés en détail dans l'article au chapitre

2 (VI.1). L'annexe 2 rassemble différentes photos prises sur le terrain et illustrant la complexité des mesures hydrologiques en haute altitude. L'annexe 3 contient le code informatique mis au point pour l'exploitation des données de jaugeage chimique et de hauteur d'eau.

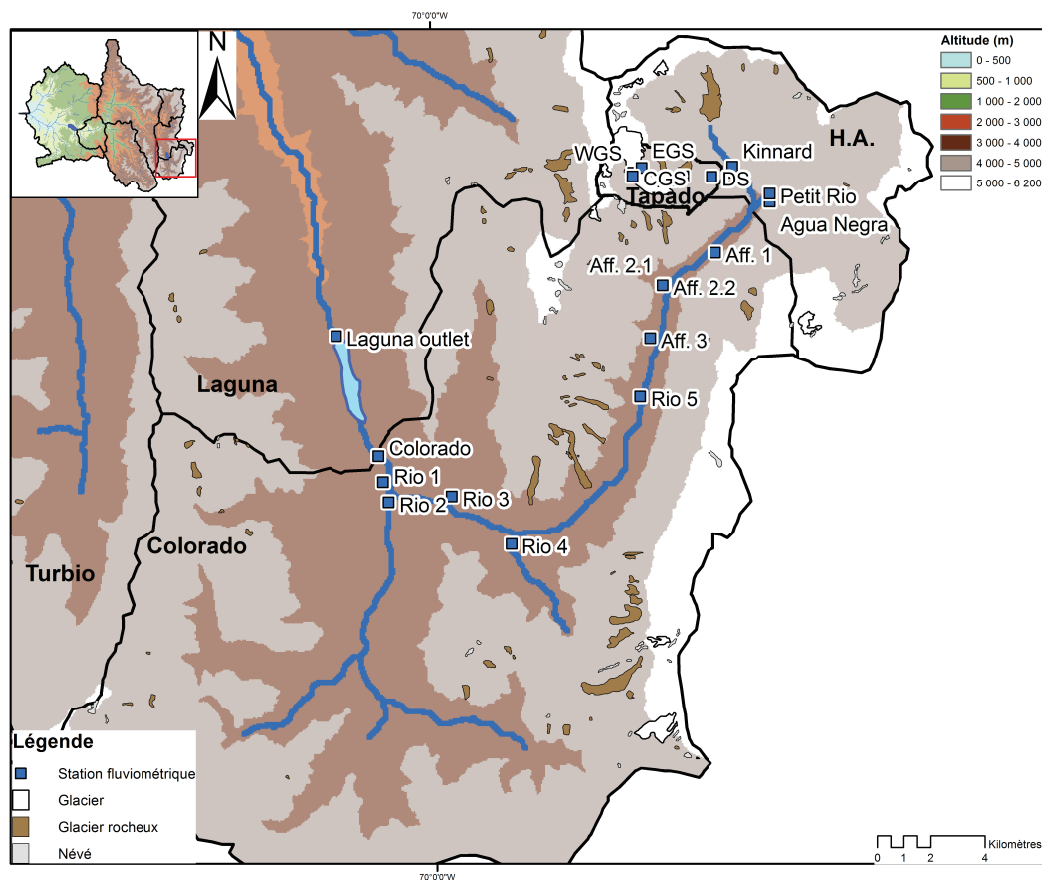


Figure 17: Localisation des sites de mesures du débit dans la **zone supérieure**

III.2.1.2- Réalisation et suivi de traçages fluorescents

Plusieurs expériences de traçage artificiel des masses d'eau ont été réalisées à travers le complexe glaciaire du Tapado. Des masses connues (300 g) d'uranine et de rhodamine ont été injectées dans deux torrents qui s'infiltrèrent rapidement dans le complexe glaciaire. La restitution de ces traceurs a été suivie au pas de temps de 15 minutes à deux sources situées plus en aval dans le **secteur Tapado**. La restitution a été enregistrée à l'aide de deux fluorimètres GGUN-FL30 au pas de temps de 5 minutes sur une période de 4 mois. Ces fluorimètres, distribués par la société Albillia, ont un seuil de détection de l'uranine de $2 \cdot 10^{-11}$ g/ml et de la rhodamine de $2 \cdot 10^{-10}$ g/ml.

Cette expérience a été répétée plusieurs fois durant la période décembre 2012 - mars 2014. Seules les expériences réalisées durant l'été austral 2012-2013 ont permis d'enregistrer une restitution correcte. Ce type d'expérience permet de caractériser les modalités de transfert souterrain des masses d'eau et de déterminer de manière indirecte les propriétés hydrogéologiques des compartiments. L'annexe 4 rassemble des photos prises durant la réalisation des expériences de traçages permettant d'illustrer le contexte des expériences.

III.2.1.3- Campagnes d'échantillonnage isotopique

Dans le **secteur Tapado**, les mesures de teneurs en isotopes stables de l'eau ont été réalisées sur des échantillons d'eau, de glace et de neige. Un échantillonnage au pas temps horaire a été fait sur les torrents glaciaires afin de caractériser la variabilité journalière de leur teneur isotopique. Sur toute la **zone supérieure** (Figure 18 et 19), trois campagnes de prélèvements ont été conduites, deux en période de hautes eaux (2011 et 2012) et une en période de basse eaux (2012). Quelques échantillons de précipitations neigeuses ont été récoltés à l'aide d'un collecteur installé dans le **secteur Laguna** par les responsables de la station météorologique de La Laguna.

Ces échantillons ont ensuite été stockés à 4°C avant d'être analysés par spectrométrie de masse à source gazeuse Isoprime au LAMA (Laboratoire Mutualisé d'Analyse des isotopes stables de l'eau), au laboratoire Hydrosiences Montpellier. L'incertitude sur la teneur en deutérium vaut $\pm 0,7\text{‰}$, tandis que l'incertitude sur la teneur en oxygène 18 vaut $\pm 0,06\text{‰}$.

III.2.1.4- Campagnes d'échantillonnage chimique

Les trois campagnes de prélèvements réalisées entre 2011 et 2012 ont également été l'occasion de réaliser un échantillonnage des masses d'eau pour des analyses chimiques de concentrations en éléments majeurs et traces. Ces prélèvements ont été réalisés sur les mêmes sites de la zone supérieure que ceux destinés aux analyses isotopiques (Figure 18 et 19).

Les prélèvements effectués pour l'analyse des cations et des anions ont été filtrés sur une membrane de cellulose de 0,22 μm de diamètre puis conditionnés dans des flacons de 10ml en polyéthylène, avant d'être stockés au frais à 4°C. A noter que les cations ont été préalablement acidifiés avec de l'acide nitrique (HNO_3) suprapur à 1‰. Ces éléments ont ensuite été analysés au laboratoire HSM par chromatographie ionique en phase liquide (DIONEX ICS 1000) avec une précision analytique de 5%.

Les éléments en trace ont été filtrés de la même façon, mais conditionnés dans des flacons HDPE préalablement décontaminés et acidifiés avec de l'acide nitrique (HNO_3) suprapur à 1‰. Les analyses ont été effectuées par ICP-MS quadripolaire X série 2 THERMO SCIENTIFIC du Grand Plateau Technique pour la Recherche « Analyse des Eléments en Trace dans l'Environnement » de l'OSU OREME de l'Université Montpellier 2, avec une précision analytique de 8%.

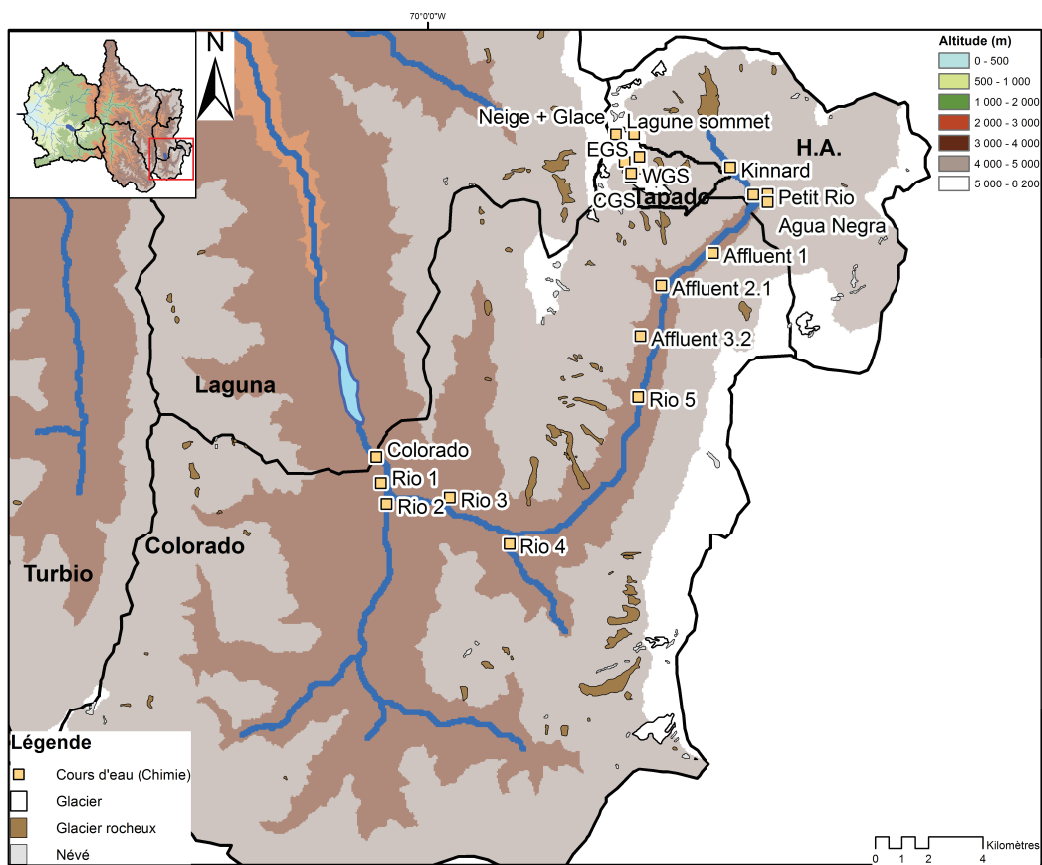


Figure 18: Localisation des sites de prélèvement d'eau superficielle dans la zone supérieure

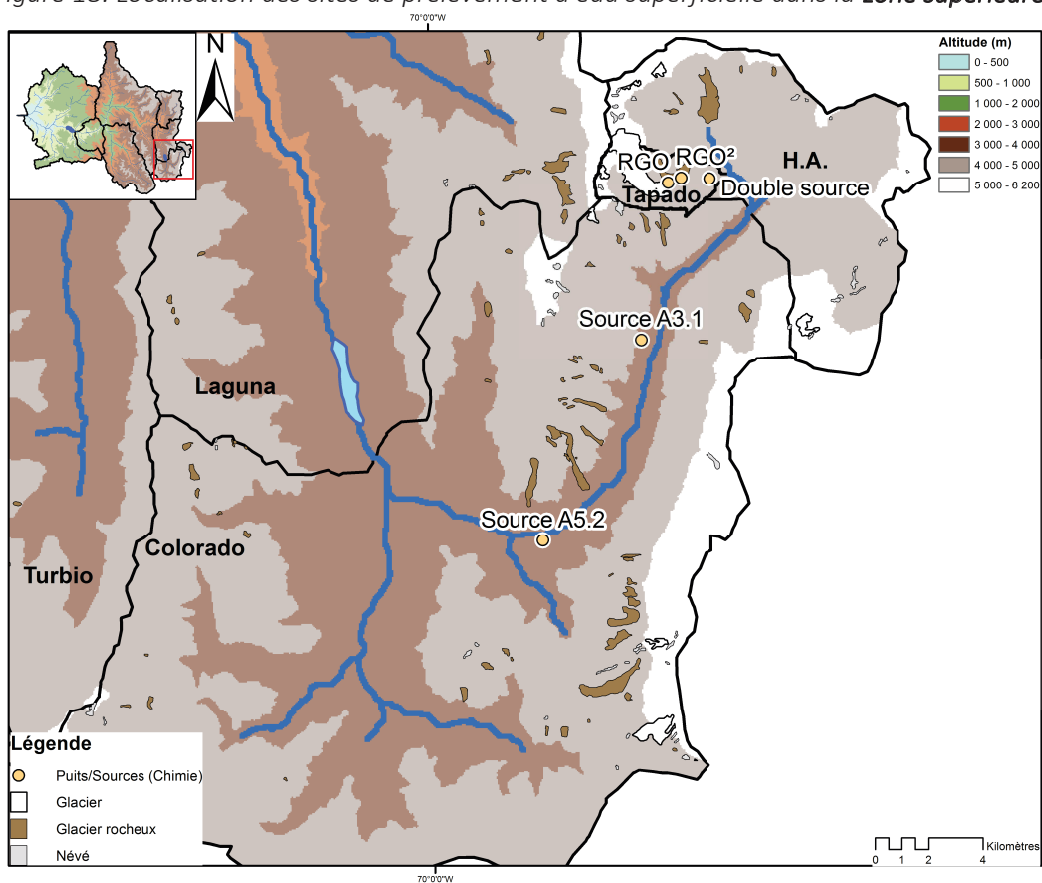


Figure 19: Localisation des sites de prélèvement d'eau souterraines dans la zone supérieure

III- Instrumentation du bassin versant de l'Elqui et collecte de données complémentaires

III.2.2- Zone inférieure

Dans la **zone inférieure**, les données hydro-météorologiques disponibles sont nombreuses. Le travail de terrain a donc été orienté vers la caractérisation géochimique des masses d'eau et vers les mesures hydrologiques et hydrogéologiques au pas de temps horaire.

III.2.2.1- Instrumentation des compartiments hydrologique et alluvial

Des sondes CTD (conductivité, température, pression) ont été installées dans les puits et les cours d'eau sur trois sites de la **zone inférieure**. L'objectif est de suivre les variations de hauteur d'eau dans l'aquifère et dans la rivière puis de s'appuyer sur les variations de température et de conductivité électrique pour caractériser les processus de transferts. Les sites instrumentés sont Bocalume (**Secteur Turbio**), Horcon (**Secteur Claro**) et Algarrobal (**Secteur Elqui**) (Figure 15 et 16). Des problèmes matériels et humains survenus durant la réalisation de ces enregistrements ont fortement entravé l'interprétation de ces résultats.

III.2.2.2- Installation et suivi d'un réseau de collecteur de précipitations

Afin d'interpréter des variations de teneurs isotopiques des masses d'eau dans le bassin versant, un réseau de sept collecteurs de précipitations a été installé (Figure 20). Les échantillons ont été récoltés mensuellement entre décembre 2011 et mars 2013 par l'équipe du CEAZA-met, en dehors des campagnes de terrain. La disposition des collecteurs couvre une gamme d'altitudes variant entre 400 m et 2000 m (figure 20). Les échantillons récoltés ont ensuite été stockés à 4°C avant d'être analysés dans les mêmes conditions que les échantillons d'eau superficielles et souterraines (III.2.1.3). Les données obtenues permettent de définir une droite météorique locale et d'estimer un gradient altitudinal des teneurs isotopiques des précipitations.

III.2.2.3- Campagnes d'échantillonnage chimique et isotopique

Dans la **zone inférieure** deux campagnes de prélèvements ont permis de réaliser des mesures de teneur en isotopes stables, en éléments majeurs et en éléments traces des masses d'eau superficielles et souterraines (figures 21 et 22). La campagne de hautes eaux s'est déroulée en décembre 2011 et la campagne de basses eaux en avril 2012. Les protocoles de prélèvement, de stockage et d'analyse des échantillons sont les mêmes que ceux présentés précédemment (III.2.1.3 et III.2.1.4). L'objectif de ces analyses est de caractériser de manière plus précise les processus de transfert surface-souterrain en interprétant la variabilité des concentrations des éléments chimiques. Les éléments sélectionnés sont utilisés en tant que traceurs naturels des masses d'eau.

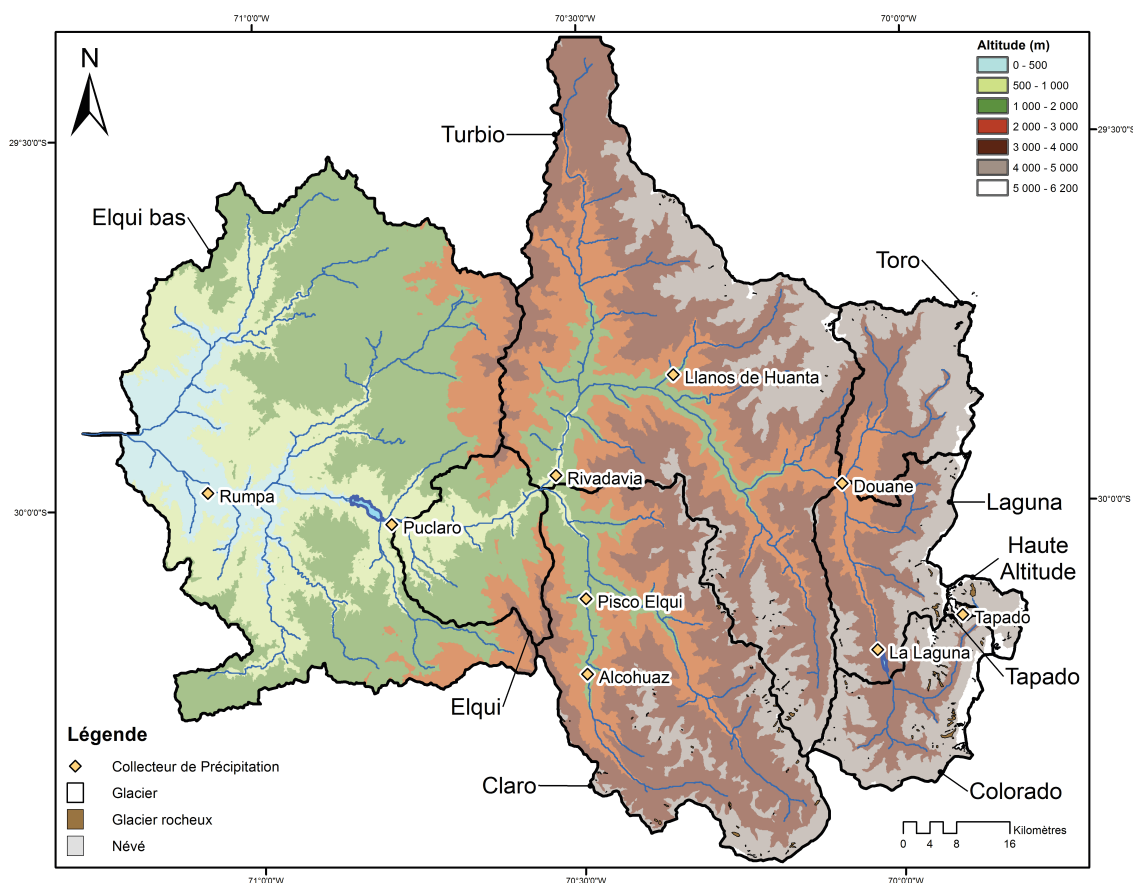


Figure 20: Localisation des collecteurs de précipitations dans le bassin versant de l'Elqui

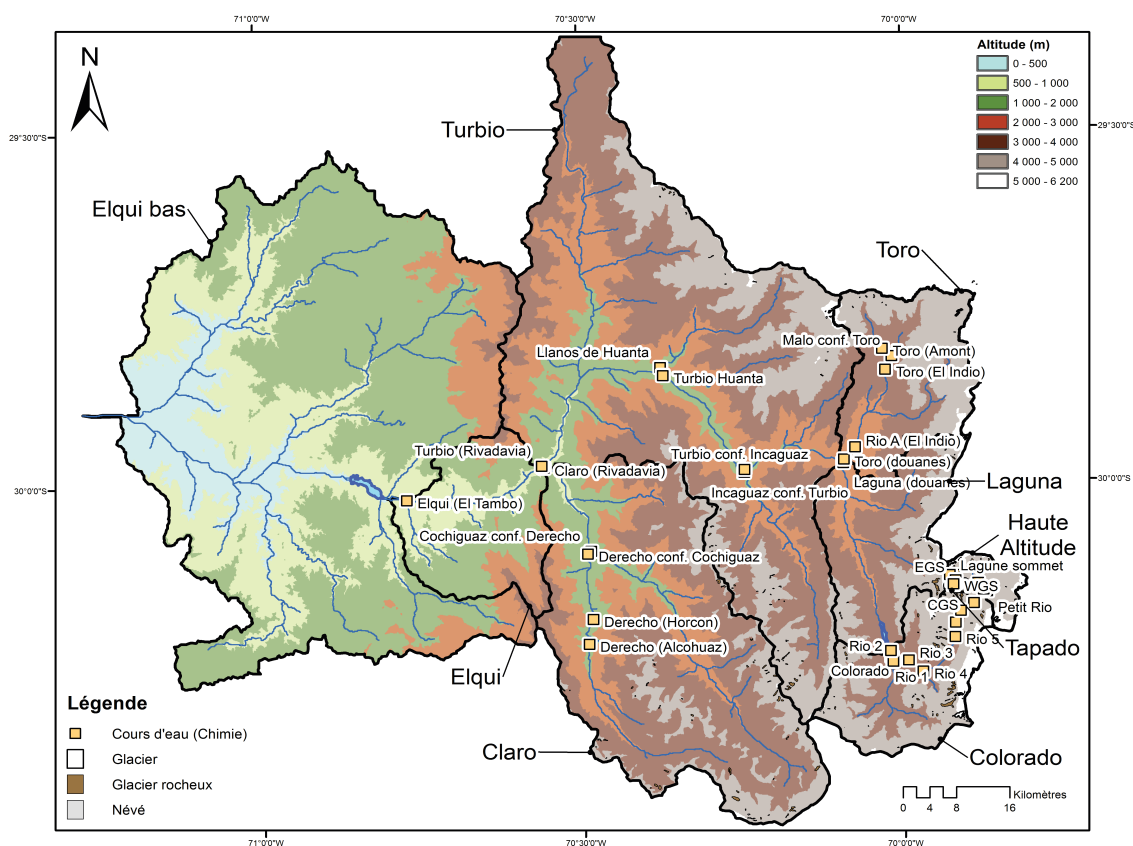


Figure 21: Localisation des point de prélèvement d'eau superficielles dans le bassin versant de l'Elqui

III- Instrumentation du bassin versant de l'Elqui et collecte de données complémentaires

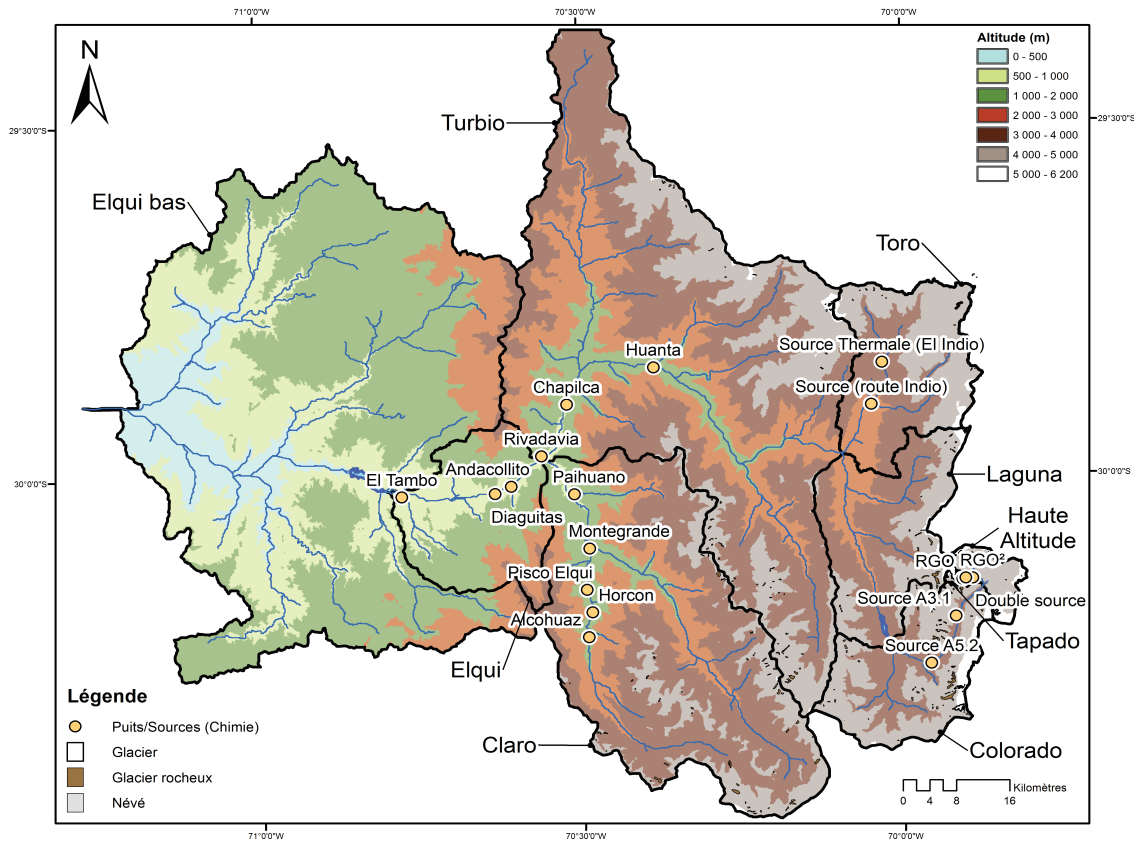


Figure 22: Localisation des points de prélèvements d'eau souterraine dans le bassin versant de l'Elqui

III.3- Méthodologie de traitement et d'interprétation des données

L'interprétation des données et la discussion des résultats seront organisées en deux chapitres consacrés respectivement à la **zone supérieure** puis à la **zone inférieure**. Dans un premier temps, le rôle des bassins versants englacés et partiellement englacés dans la production, le stockage et le transfert des masses d'eau sera caractérisé. Les données chimiques et isotopiques préciseront l'origine et les modalités de transfert des masses d'eau. La contribution hydrique des secteurs de la **zone supérieure** sera estimée grâce aux données hydrologiques. Ces premiers résultats permettront de caractériser les processus d'interactions entre compartiments et de préciser le fonctionnement hydrologique de la **zone supérieure**. L'identification des processus clés favorisant le soutien actif de la **zone inférieure** par la **zone supérieure** permettra d'anticiper les conséquences de potentielles modifications climatiques sur l'alimentation en eau de la **zone inférieure**.

Dans un second temps, les processus d'interaction surface-souterrain et les modalités de recharge des compartiments de la **zone inférieure** seront caractérisés. Le potentiel d'interaction sera estimé puis les processus d'interaction seront définis. Ces informations permettront de déterminer l'état de connexion du système surface-souterrain et la variabilité spatiale et temporelle des flux. En améliorant les connaissances sur les processus d'interactions entre compartiments il sera possible d'évaluer les conséquences de la variabilité du climat sur la disponibilité des masses d'eau en surface et en souterrain. Ce résultat permettra d'adapter la gestion de la ressource et les volumes de prélèvements autorisés aux différents usages afin de ne pas rompre l'équilibre hydrologique du système alluvial.

La caractérisation des modalités de transfert hydrique depuis la **zone supérieure** vers la **zone inférieure**, et des processus d'interactions entre compartiments superficiels et souterrains, est un complément nécessaire aux études existantes sur le fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Elqui.

Chapitre 2 : Interactions entre compartiments cryosphériques et hydrologiques dans la zone supérieure du bassin versant de l'Elqui

I- Les interactions cryosphère-hydrosphère dans les Andes arides

Le rôle des zones de haute altitude dans l'alimentation en eau des bassins versants arides et semi arides du nord Chili est avéré (Chapitre 1 I.3), mais le fonctionnement hydrologique des têtes de bassins versants englacées et non englacées est mal connu. Cet état de fait est courant dans les environnements de haute montagne, où l'installation et le suivi de réseaux de mesures hydrologiques sont très difficiles en raison des conditions climatiques.

La relation entre la cryosphère et le climat a été largement étudiée à travers le monde. Elle a permis, notamment, de démontrer son rôle dans l'amortissement de la variabilité des précipitations grâce au stockage temporaire de l'eau sous forme de glace (Gascoin et al., 2010). Grâce à l'étude des bilans énergétiques et des bilans de masse des compartiments cryosphériques, la relation entre la production d'eau et les conditions climatiques est mieux connue. Le thème de recherche qui découle naturellement de ces travaux est l'étude des processus d'interactions entre ces compartiments cryosphériques et les compartiments hydrologiques et hydrogéologiques. La manière suivant laquelle l'eau de fonte, provenant du manteau neigeux ou des glaciers, est distribuée entre les compartiments impliqués dans le fonctionnement hydrologique du bassin versant, contraint la dynamique et la disponibilité des stocks hydriques. Les compartiments hydrogéologiques peuvent amortir la variabilité journalière et saisonnière de la fonte des compartiments cryosphériques grâce au stockage temporaire des masses d'eau produites. A l'inverse, si l'eau de fonte alimente uniquement les cours d'eau, l'amortissement de cette variabilité est bien moindre. La fonte, qui est l'un des processus majeurs impliqués dans le fonctionnement hydrologique de la **zone supérieure**, est la résultante directe des conditions météorologiques.

Dans les Andes arides, les glaciers sont rares ou de taille réduite. En revanche, on recense un nombre de glaciers couverts ou rocheux très important (Kinnard et al., 2010). La présence du plus grand glacier de la IV^{ème} région du Chili (1,2km²), le glacier El Tapado, fait du bassin versant de l'Elqui une exception dans cette région. Les deuxième et troisième plus grands glaciers de ce bassin versant ont une surface de 0,8 km² et 0,3 km², respectivement. Dans cette même zone, 222 glaciers rocheux ont été recensés, le plus grand couvrant une surface de 1 km². Dans le bassin versant de l'Elqui, les glaciers sont situés à une altitude supérieure à 4700 m, alors que les glaciers rocheux sont observés entre 3600 m et 4700 m.

Ce chapitre est dédié à la compréhension des interactions entre compartiments cryosphériques,

hydrologiques et hydrogéologiques afin de mieux anticiper l'impact des variations climatiques sur les transferts d'eau. Après avoir décrit les outils et méthodes appliqués, le contexte hydro-météorologique sera présenté, suivi de la caractérisation des propriétés physico-chimiques des précipitations et des masses d'eau. La suite du travail portera sur la caractérisation du fonctionnement hydrodynamique des bassins versants englacés, puis de ceux partiellement ou non-englacés. Enfin, ces résultats permettront de préciser les modalités de transfert des masses d'eau entre la **zone supérieure** et la **zone inférieure** du bassin versant.

II- Outils et méthodes d'étude des processus d'interactions entre compartiments cryosphériques, hydrologiques et hydrogéologiques

Dans la **zone supérieure**, le travail réalisé est exploratoire. L'objectif est d'identifier les processus d'interactions prépondérants sur la variabilité du fonctionnement hydrodynamique de la tête de bassin versant.

II.1- Caractérisation du contexte hydrologique

La caractérisation du contexte hydrologique dans la **zone supérieure** est basée sur les données de la DGA pour le contexte historique et sur les données récoltées dans le cadre de ce travail entre 2011 et 2013, pour le contexte récent (figure 23).

Pour le contexte historique, les données de précipitation à La Laguna, pour la période 1964-2014 ont été utilisées afin de caractériser la variabilité des apports par les précipitations à la **zone supérieure**. Ensuite, les données hydrométriques disponibles pour La Laguna et Le Toro permettront de caractériser les débits à l'exutoire des deux secteurs correspondants. Ces données sont disponibles sur une période comprise entre 25 et 50 ans, respectivement aux stations Toro et Laguna. Ces données seront également comparées à la chronique de niveau piézométrique à Bocalume, couvrant 44 ans , ce qui permettra finalement de caractériser le contexte hydro-météorologique en aval de la **zone supérieure**.

Dans un second temps les mesures hydrométriques, réalisées entre 2011 et 2013 dans le cadre de cette étude, ont été exploitées afin de préciser le fonctionnement hydrologique des bassins versants englacés et non englacés durant la période de fonte (été austral). Ces résultats constituent les premières informations disponibles sur la contribution hydrique des torrents majeurs de la **zone supérieure**. La caractérisation du fonctionnement hydrogéologique des compartiments souterrains est limitée à l'interprétation d'expériences de traçages artificiels des masses d'eaux et à l'interprétation de leur caractéristiques physico-chimiques.

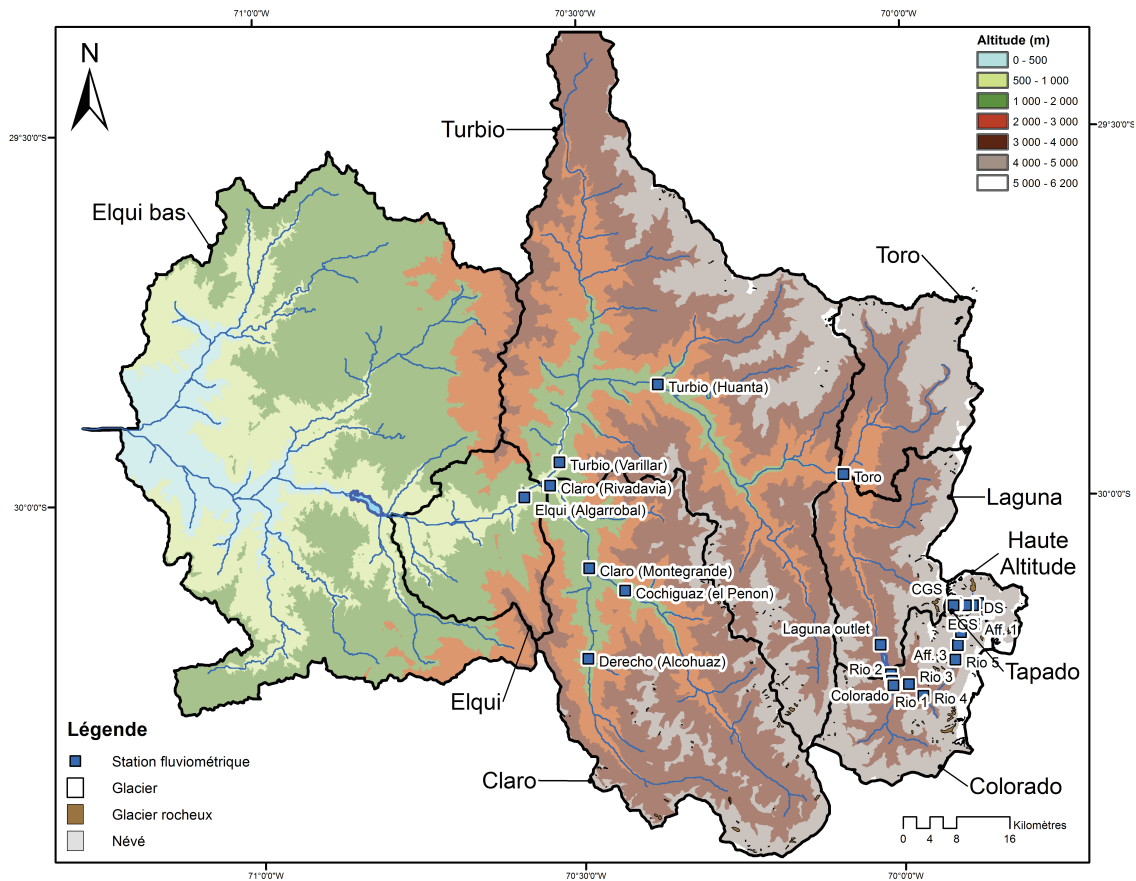


Figure 23: Localisation des stations de mesures hydrométriques dans le bassin versant de l'Elqui

II.2- Caractérisation physico-chimique des masses d'eau

La caractérisation physico-chimique des masses d'eau s'appuie sur les données récoltées durant les campagnes de terrain de 2011 à 2013 (Voir chapitre 1.III.). Elles sont utilisées pour déterminer le faciès chimique et les teneurs isotopiques des masses d'eau échantillonnées dans la **zone supérieure**.

En première analyse, le diagramme de Piper permet la caractérisation du faciès chimique des échantillons d'eau à partir du rapport de concentrations en éléments majeurs. Grâce à cette étape préliminaire, une classification des différents échantillons est réalisée. Elle permet également un début d'identification du lien entre le faciès observé sur le site de prélèvement et les caractéristiques géologiques des compartiments décrits dans le chapitre 1. Enfin, ce résultat montrera l'évolution spatiale des faciès chimiques dans la **zone supérieure**.

Dans un deuxième temps, afin de préciser les propriétés physico-chimiques des différentes masses d'eau, les données suivantes ont été rassemblées dans des tableaux :

- Conductivité électrique ($T^{\circ}\text{Ref} = 25^{\circ}\text{C}$)
- Concentration en éléments majeurs
- Concentrations en éléments traces

- Teneurs en isotopes stables

Les teneurs isotopiques des précipitations et des masses d'eau permettront d'interpréter certains processus impliqués dans le fonctionnement hydrologique de la **zone supérieure**.

II.3- Caractérisation du fonctionnement hydrodynamique d'un secteur.

La caractérisation du fonctionnement hydrodynamique des différents secteurs est basée sur l'interprétation des modalités de recharge des compartiments, de leur capacité de stockage et des caractéristiques des transferts. Les informations qui sont apportées par ces résultats permettent d'identifier les processus d'interaction entre compartiments et d'estimer leur variabilité.

En général, l'origine des masses d'eau est facilement déterminée à partir de l'observation d'un système naturel. C'est par exemple le cas lorsqu'un cours d'eau est alimenté par un compartiment cryosphérique, ou encore lors de l'observation d'une source drainant une formation géologique bien identifiée. Dans le cas des compartiments souterrains, les analyses physico-chimiques permettent d'identifier l'origine d'une masse d'eau grâce au marquage hydrochimique propre à chacun des compartiments, tandis que les teneurs isotopiques des eaux sont utilisées pour déterminer l'altitude de recharge. Même si le nombre de compartiments souterrains échantillonnés dans la **zone supérieure** est limité, des hypothèses sur leur fonctionnement hydrogéologique pourront être posées.

L'objectif de ce chapitre est de préciser les processus régissant la manière dont se répartit le stock d'eau dans la **zone supérieure** après la chute des précipitations. Le processus de ruissellement de l'eau de fonte alimente le compartiment hydrologique par lequel elle est rapidement transférée vers l'aval, l'amortissement de la variabilité du taux de fonte est donc quasiment nul. Le processus d'infiltration alimente dans un premier temps le compartiment de sol, lorsqu'il est présent, puis, dans un second temps un compartiment cryosphérique ou hydrogéologique. L'eau de fonte transite plus lentement dans ces compartiments, provoquant un stockage temporaire de cette dernière, ce qui permet un amortissement de la variabilité du taux de fonte. Le second processus permet une redistribution de la ressource vers la **zone inférieure**, plus étalée dans le temps, durant la période de fonte. Il permet une contribution plus pérenne de la **zone supérieure** vers la **zone inférieure**.

III- Contexte hydro-météorologique de la zone supérieure

III.1- Données hydro-météorologiques historiques

Les longues chroniques hydro-météorologiques à l'échelle mensuelle (Figures 24 à 27) permettent de caractériser le contexte aux exutoires des **secteurs Laguna** et **Toro**, qui sont les deux secteurs situés en aval de la **zone supérieure** (figure 23). Dans le **secteur Laguna**, les données

hydrométriques et pluviométriques couvrent 50 ans. Elles sont comparées aux données hydrogéologiques du puits de Bocalume qui couvre 44 ans. Dans le **secteur Toro**, les données hydrométriques couvrent 29 ans et les données pluviométriques 24 ans. Elles sont également comparées aux données hydrogéologiques de Bocalume.

Dans le **secteur Laguna**, les précipitations, majoritairement neigeuses, montrent une variabilité saisonnière et sont principalement concentrées entre les mois de mai et août (Figure 24 A). Le cumul mensuel moyen maximum est mesuré en juillet et vaut 50 mm. Les écart-types des cumuls mensuels indiquent que les précipitations montrent une variabilité inter-annuelle importante, bien illustrée par les 350 mm de précipitations enregistrées durant le mois de juillet 1978 (événement El Niño). Ces précipitations d'hiver se faisant sous forme de neige, il existe un délai entre le dépôt des précipitations et le transfert de l'eau vers un compartiment hydrologique et hydrogéologique. Par conséquent les pics de débit de la Laguna et de niveau piézométrique à Bocalume sont décalés de 6 mois par rapport au pic de précipitation (Figure 24 A). A l'échelle inter-annuelle (figure 24 B), les débits et niveaux de nappe maximums et minimums sont corrélés, la variabilité des cumuls de précipitations se transmet donc aux compartiments hydrologiques et hydrogéologiques aval. Bien que la mesure de débit soit réalisée en aval du barrage de La Laguna, elle reflète la variabilité naturelle du débit de la rivière Colorado en entrée de la retenue (cf : V.1). La figure 25 présente la chronique continue des variables hydro-météorologiques à l'échelle mensuelle. La réactivité des compartiments hydrologiques et hydrogéologiques est très importante lors des événements extrêmes de précipitation associés aux phénomènes El Niño (1987, 1998). En conditions normales, le compartiment hydrologique montre une variabilité saisonnière de son débit, entre 0 et 5 m³/s, alors que la variabilité saisonnière du niveau piézométrique suit des cycles beaucoup moins bien définis. En dehors des événements extrêmes, le niveau piézométrique semble généralement présenter une tendance à la diminution (entre 1994 et 1998).

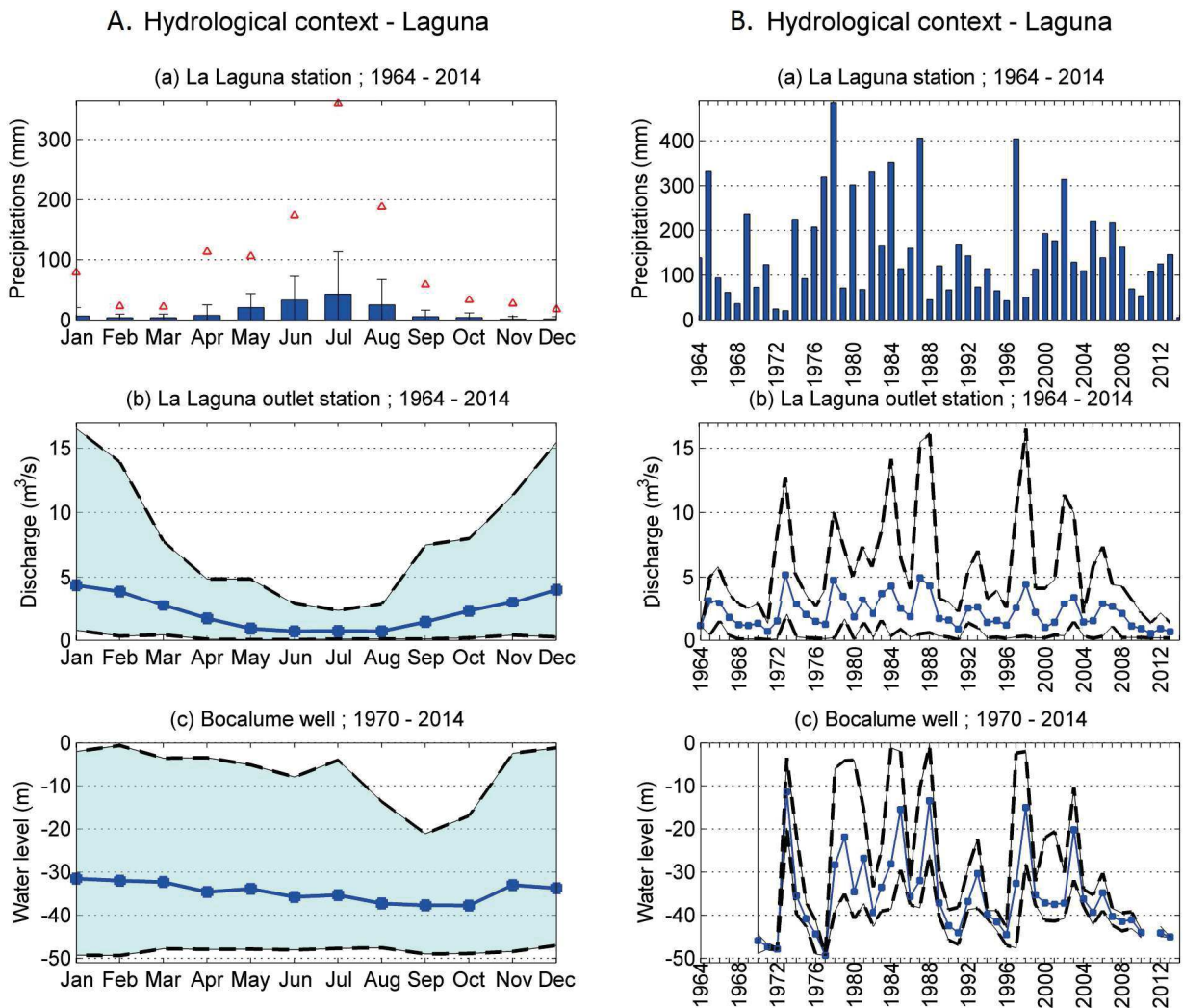


Figure 24: Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans le **secteur Laguna**. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).

Hydrological context - Laguna

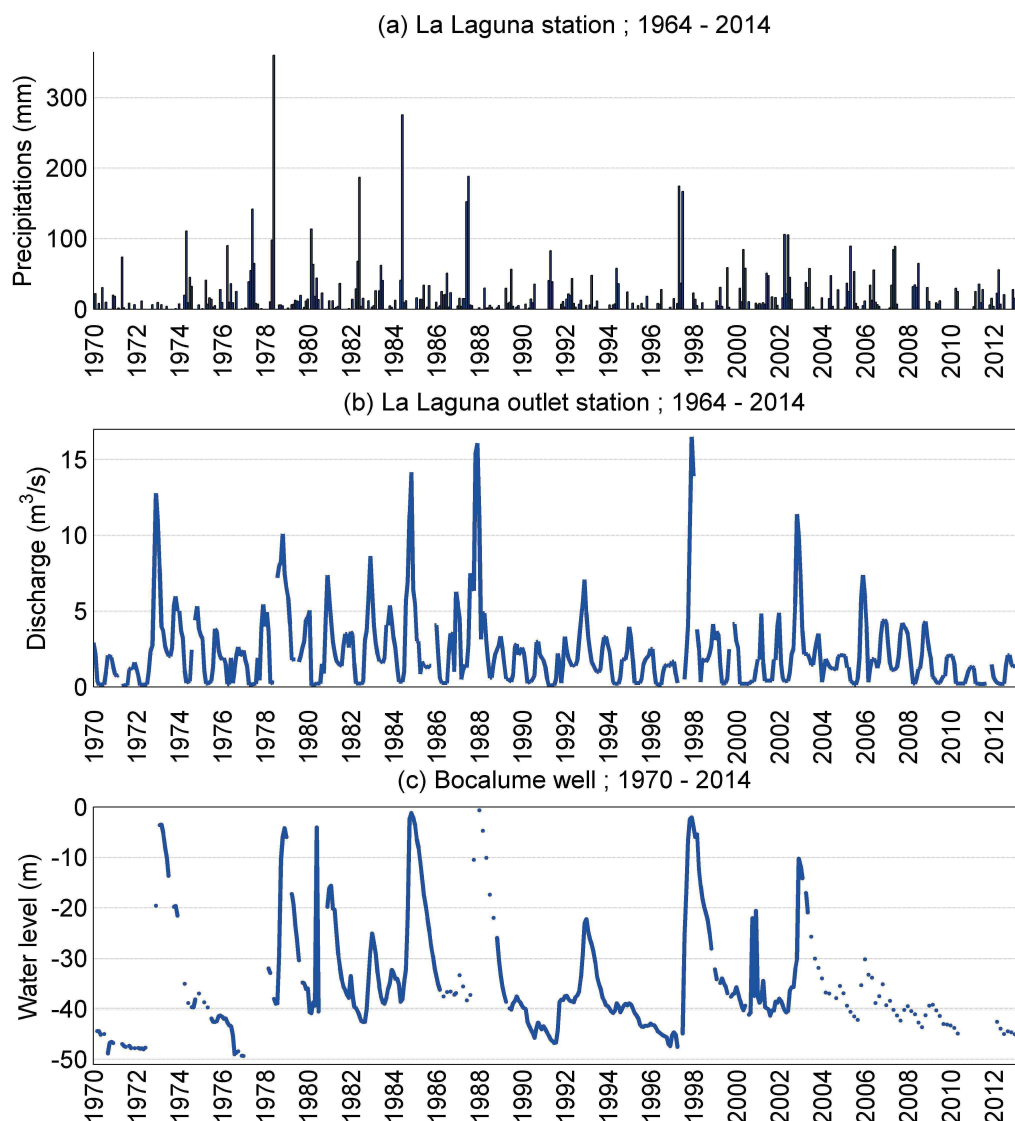


Figure 25: Chroniques de précipitation (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans le **secteur Laguna** à l'échelle mensuelle.

Dans le **secteur Toro**, bien que la chronique de précipitations soit plus courte que celle disponible à La Laguna, elle montre la même dynamique de variation aux échelles saisonnière et inter-annuelle (Figure 26 A et B). La différence entre les deux secteurs provient du fait que les cumuls sont généralement deux fois plus faibles que dans le **secteur Laguna**, que ce soit pour les valeurs moyennes (cumul moyen en juillet : 25 mm) ou maximales (cumul maximal en juillet 1978 : 170 mm). La station pluviométrique de Junta del Toro est située 1500 m plus bas que celle de La Laguna, le gradient altitudinal des précipitations existant dans le bassin versant de l'Elqui (Chapitre 1 II.3.) pourrait donc expliquer que les cumuls soient moins importants pour la première station. Comme dans le **secteur Laguna**, le transfert des précipitations vers les compartiments

hydrologiques et hydrogéologiques avals présente un délais proche de 6 mois, ce qui provoque un décalage entre les maximums de précipitations et de débit ou de niveau piézométrique. A l'échelle inter-annuelle (figure 26 B), la variabilité du débit annuel moyen du Toro semble relativement faible, par contre, il réagit bien aux événements extrêmes liés aux phénomènes El Niño, comme en 1987 ou en 1997. La chronique continue à l'échelle mensuelle du Toro (figure 27 (b)) confirme cette bonne réactivité du cours d'eau en réponse aux événements extrêmes et montre que la variabilité saisonnière est pratiquement nulle.

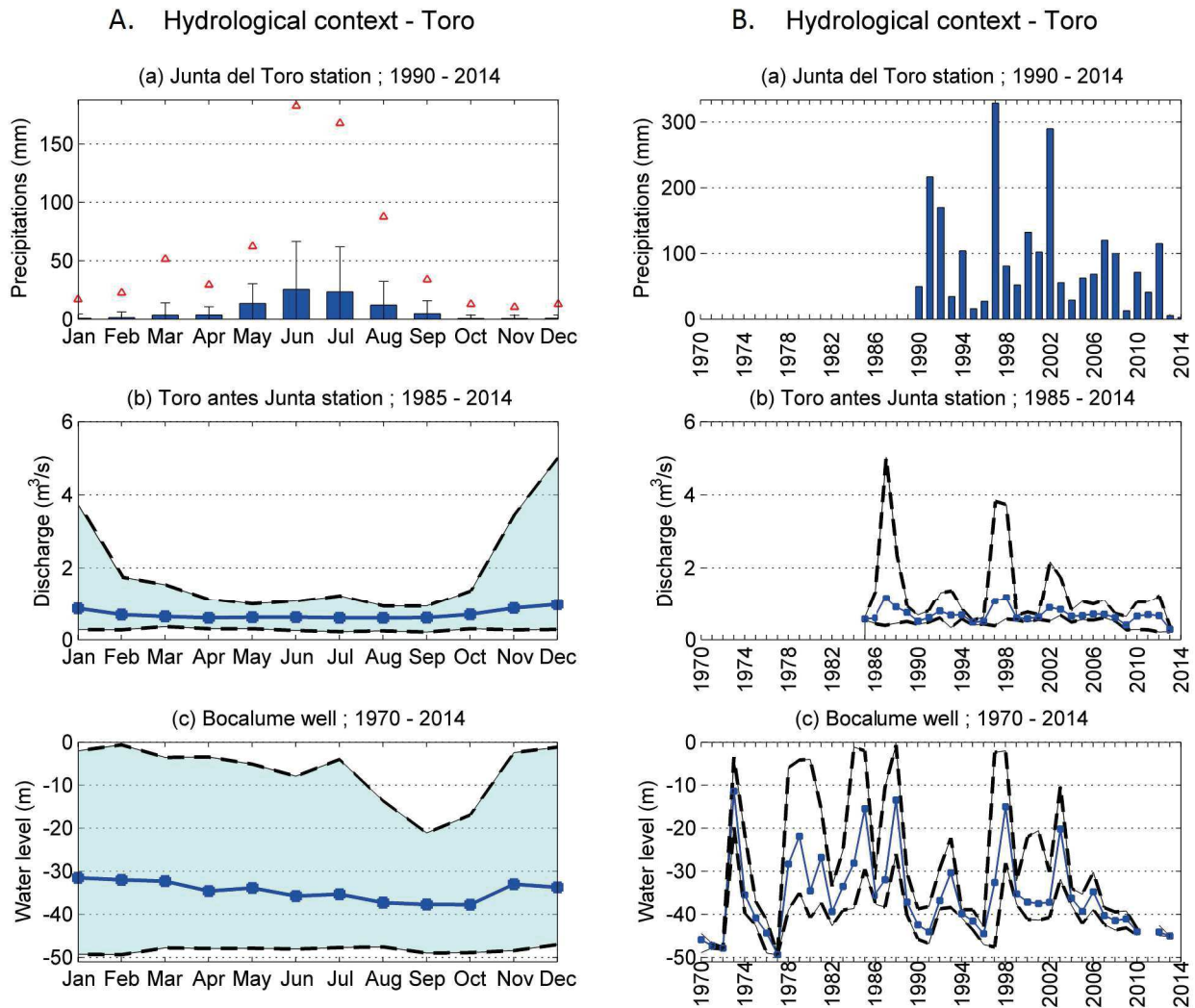


Figure 26: Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans le **secteur Toro**. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).

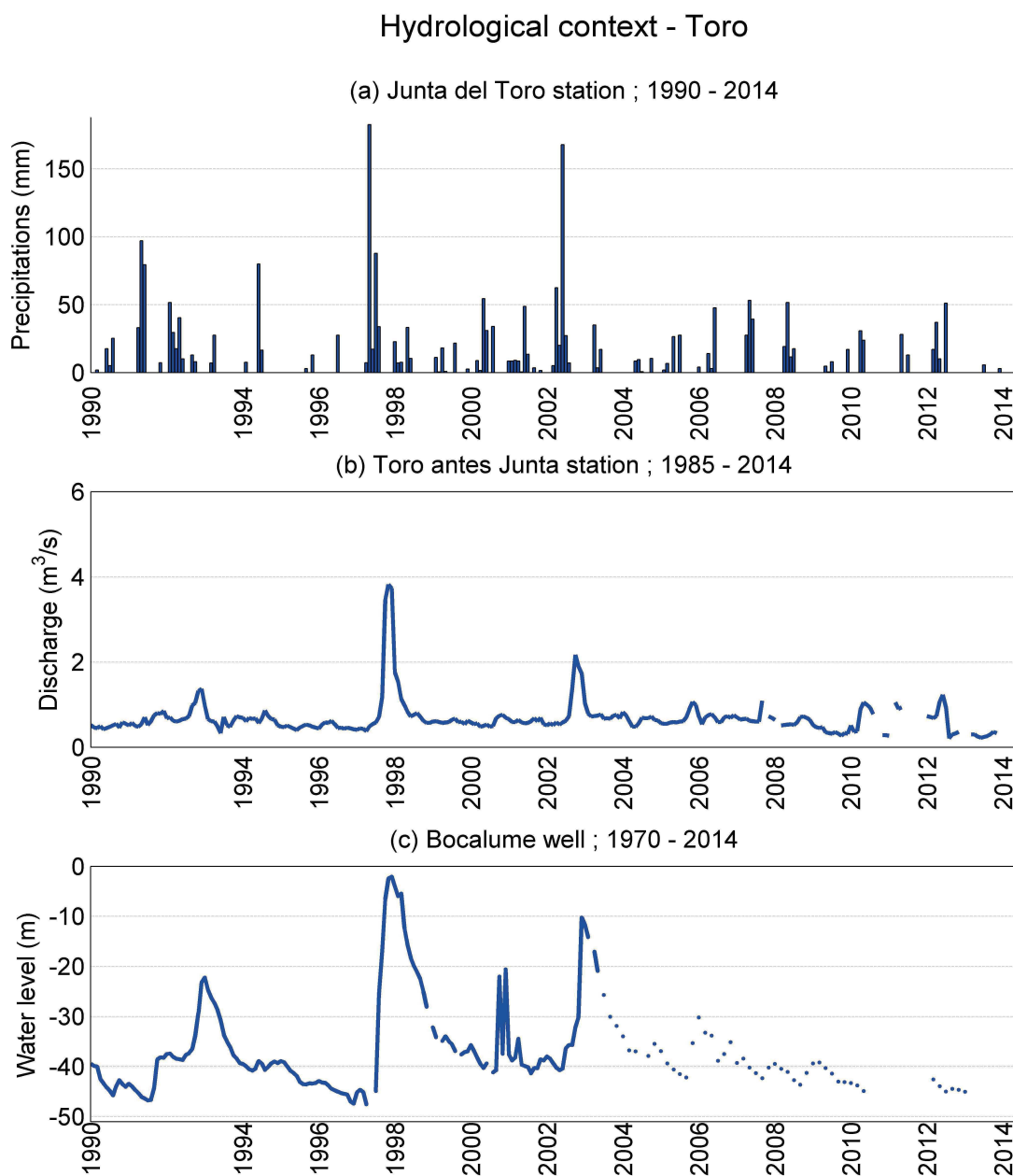


Figure 27: Chroniques de précipitation (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans le **secteur Toro** à l'échelle mensuelle.

Il existe une différence notable entre le débit spécifique moyen (débit rapporté à la surface drainée) du **secteur Toro** ($1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$) et celui du **secteur Laguna** ($2,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$). Ce plus faible débit spécifique du **secteur Toro** pourrait être expliqué par un nombre moins important de glaciers que dans le **secteur Laguna** (voir figure 10 chapitre 1). En conséquence, une fois le manteau neigeux totalement fondu, le soutien du compartiment hydrologique par les glaciers est moins efficace dans le **secteur Toro** que dans le **secteur Laguna**.

III.2- Données hydrologiques acquises dans le cadre de ce doctorat

Le tableau 2 rassemble les résultats des jaugeages réalisés mensuellement sur les torrents majeurs des **secteurs Colorado, P.A.N** et **Tapado** durant l'été 2012-2013. La localisation des points de mesure est disponible dans la figure 28. Les points de mesure EGS, WGS, CGS et GFO sont situés dans le **secteur Tapado** dont le fonctionnement hydrodynamique est décrit en détail en section V.1. Le point DS est considéré comme l'exutoire du **secteur Tapado**, et utilisé pour le calcul du débit spécifique de ce secteur. Le point Affluent 5 montre également une particularité car il représente une zone d'apports souterrains dans une zone humide. Ces apports du compartiment hydrogéologique vers le compartiment hydrologique ont été estimés à partir des données de jaugeage et des données de conductivité électrique acquises dans la zone.

Dans un premier temps, le tableau 2 montre qu'il existe une importante variabilité spatiale des débits spécifiques dans les secteurs concernés. Au niveau de DS, à l'exutoire du **secteur Tapado**, les débits spécifiques calculés sont les plus élevés de toute la **zone supérieure**, ce qui s'explique par la présence du plus gros système glaciaire du bassin versant. Viennent ensuite les torrents Kinnard et Affluent 2 qui présentent des débits spécifiques parmi les plus importants. Le fait que ces deux torrents drainent d'imposants glaciers rocheux peut expliquer ce résultat. Les débits spécifiques des torrents Agua Negra et Affluent 1 sont les moins élevés, ce qui s'explique par l'absence de compartiments cryosphériques ou hydrogéologique permettant de compléter la contribution hydrique associée au manteau neigeux saisonnier. Enfin le torrent Rio 2, pour lequel les débits maximums ont été mesurés, possède lui aussi un débit spécifique supérieur à la moyenne. L'aire drainée par ce torrent ne contient pas beaucoup de glaciers (voir figure 10 chapitre 1). L'important débit spécifique du Rio 2 pourrait être expliqué par une bonne capacité d'infiltration permettant la recharge d'aquifères dans ce secteur. Ces aquifères soutiendraient le compartiment hydrologique comme le font les glaciers dans d'autres secteurs, après la disparition du manteau neigeux saisonnier.

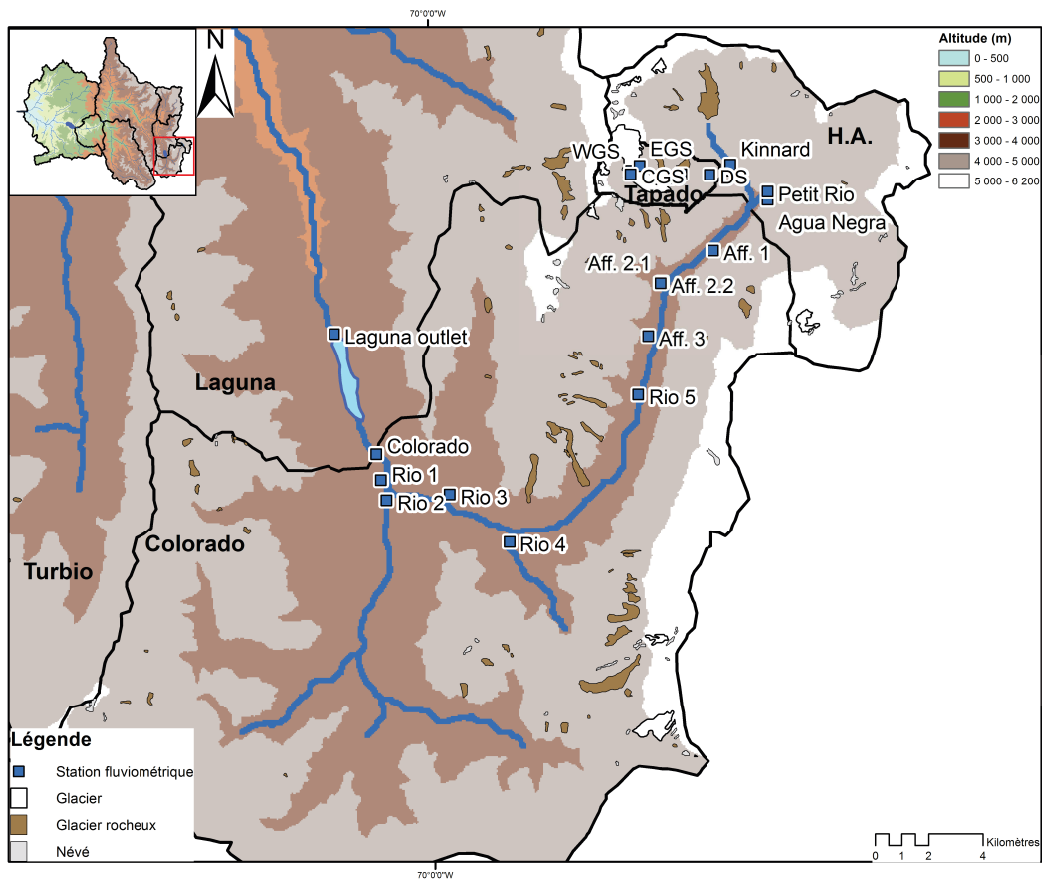


Figure 28: Localisation des points de jaugeages par dilution chimique dans la **zone supérieure**

Site	Surface drainée (km ²)	Débit (l/s)			
		Décembre	Janvier	Février	Fin février
<i>EGS</i>	N.C.	0	76	23	N.C.
<i>WGS</i>	N.C.	14	140	20	N.C.
<i>CGS</i>	N.C.	21	17	13	N.C.
<i>GFO</i>	N.C.	48	49	51	31
<i>DS</i>	9	105	106	142	69
<i>Kinnard</i>	20	39	65	115	105
<i>Agua Negra</i>	25	9	10	9	7
<i>Petit rio</i>	23	55	41	69	45
<i>Affluent 1</i>	9	2	2	2	2
<i>Affluent 2</i>	14	N.C.	71	81	60
<i>Affluent 3</i>	6	N.C.	16	22	25
<i>Rio 5</i>	6	N.C.	35	38	18
<i>Affluent 5</i>	N.C.	58	84	228	145
<i>Rio 4</i>	36	61	72	114	89
<i>Rio 3</i>	41	70	58	69	97
<i>Rio 2</i>	195	658	826	692	557
<i>Rio 1</i>	29	30	33	74	54
<i>Colorado</i>	507	N.C.	1455	1720	1407

Site	Surface drainée (km ²)	Débit spécifique (l/s/km ²)			
		Décembre	Janvier	Février	Fin février
<i>EGS</i>	N.C.	N.C.	N.C.	N.C.	N.C.
<i>WGS</i>	N.C.	N.C.	N.C.	N.C.	N.C.
<i>CGS</i>	N.C.	N.C.	N.C.	N.C.	N.C.
<i>GFO</i>	N.C.	N.C.	N.C.	N.C.	N.C.
<i>DS</i>	9	11,9	12	16,1	7,80
<i>Kinnard</i>	20	1,96	3,27	5,79	5,27
<i>Agua Negra</i>	23	0,4	0,4	0,4	0,3
<i>Petit rio</i>	25	2,22	1,62	2,77	1,78
<i>Affluent 1</i>	9	0,2	0,2	0,2	0,2
<i>Affluent 2</i>	14	N.C.	5,21	5,91	4,36
<i>Affluent 3</i>	6	N.C.	2,49	3,49	4,00
<i>Rio 5</i>	6	N.C.	5,45	5,94	2,73
<i>Affluent 5</i>	N.C.	N.C.	N.C.	N.C.	N.C.
<i>Rio 4</i>	36	1,68	1,98	3,13	2,45
<i>Rio 3</i>	41	1,72	1,42	1,70	2,38
<i>Rio 2</i>	195	3,38	4,24	3,55	2,86
<i>Rio 1</i>	29	1,02	1,14	2,53	1,85
<i>Colorado</i>	507	N.C.	2,87	3,40	2,78

Tableau 2: Mesures de débit réalisées dans la **zone supérieure** et débit spécifique des principaux affluents, à l'échelle mensuelle, entre 2012 et 2013.

IV- Caractéristiques physico-chimiques et isotopiques des masses d'eau

IV.1- Caractérisation des teneurs isotopiques des précipitations

La caractérisation des teneurs isotopiques des précipitations constitue un préalable à l'interprétation des teneurs isotopiques des eaux prélevées dans les compartiments souterrains et superficiels (figure 29 et 30). Elle permet également d'identifier l'origine éventuelle (pacifique ou atlantique) des masses d'air générant des précipitations à différentes échelles de temps.

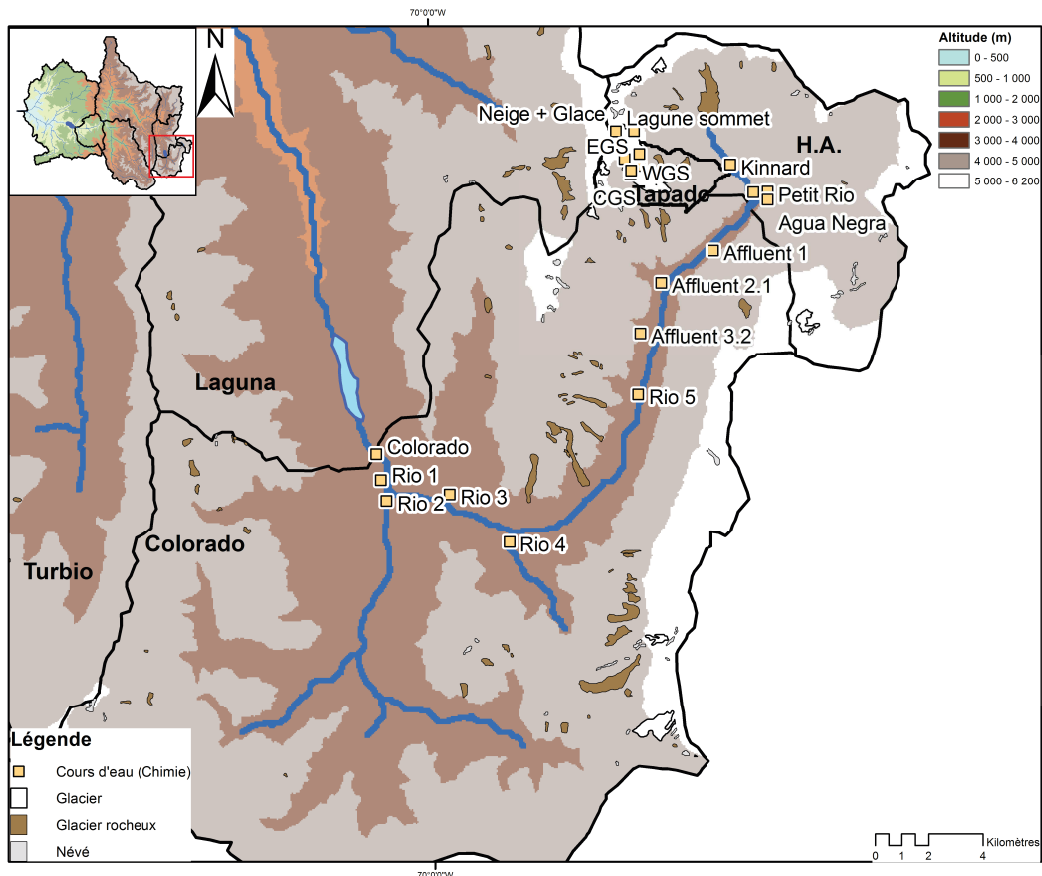


Figure 29: Localisation des sites de prélèvements d'eau superficielle dans la zone supérieure

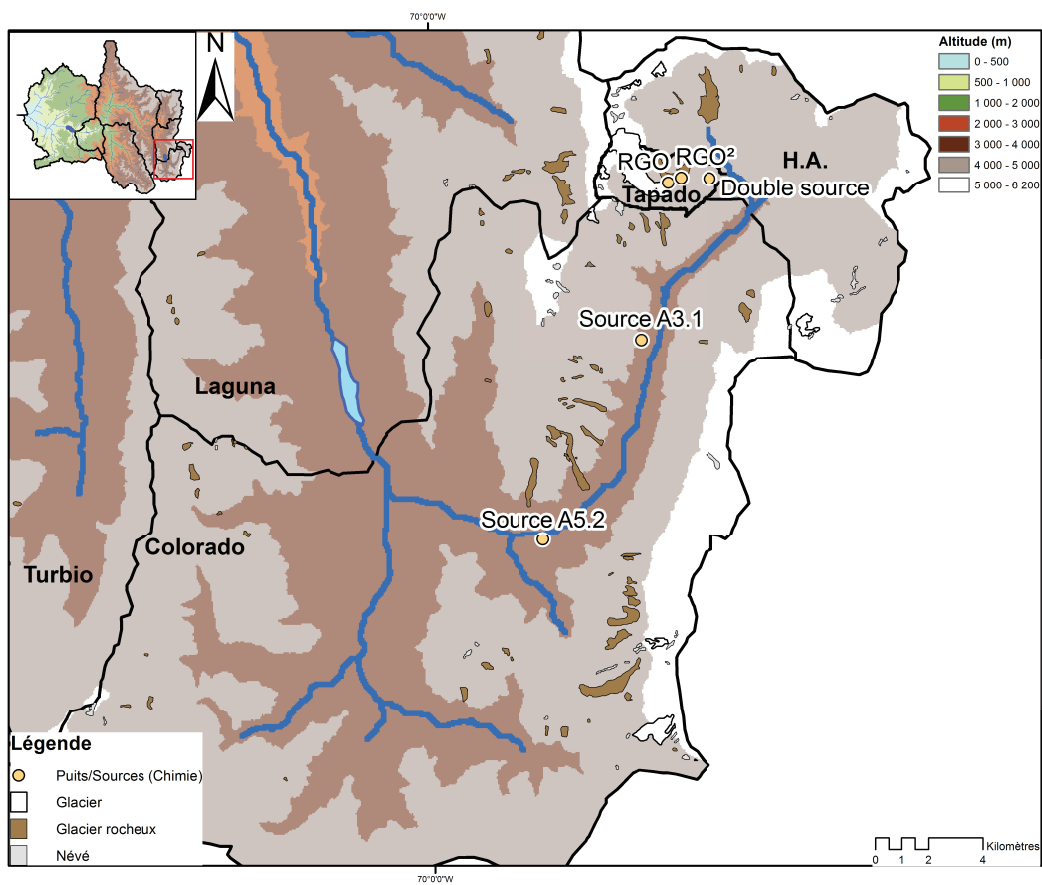


Figure 30: Localisation des sites de prélèvements d'eau souterraine dans la zone supérieure

IV.1.1- Détermination de la droite météorique locale

Le tableau 3 présente les teneurs isotopiques mensuelles moyennes des échantillons de précipitations récoltés sur la période 2011-2013 (Chapitre 1 partie III). Les deux derniers échantillons (glacier Tapado) représentent les teneurs isotopiques de la glace du Tapado. Étant considéré comme un pluviomètre altitudinal (voir V.2.2), le glacier Tapado permet d'estimer les teneurs isotopiques des précipitations pour les plus hautes altitudes. Un tri des échantillons a été réalisé afin d'écarter ceux ayant pu subir un processus d'évaporation. Les échantillons concernés sont ceux associé à des cumuls inférieurs à 2 mm et ceux présentant un excès en deutérium inférieur à 6 ‰.

Site	Altitude	Date	$\delta^2\text{D}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Dexcess	P (mm)
Rumpa	199	août 2012	-21,2	-4,16	12,2	12,1
	199	sept. 2012	-6,6	-1,74	7,3	4,7
Puclaro	521	août 2012	-35,7	-5,60	9,0	15,0
Rivadavia	903	mai 2012	-35,7	-5,66	9,6	15,8
	903	août 2012	-38,6	-5,82	8,0	4,0
Pisco	1243	févr déc-12	-75,5	-10,75	10,5	76,0
	1243	mai 2012	-52,3	-8,07	12,2	2,2
Llanos de Huanta	1703	févr. 2012	-40,3	-6,30	10,1	5,8
Alcohuaz	1724	mars 2012	-90,3	-12,91	13,0	122,3
	1724	mai 2012	-63,2	-9,01	8,9	32,6
	1724	juin 2012	-26,7	-4,55	9,7	2,5
	1724	août 2012	-41,0	-6,38	10,1	3,7
Douanes	2093	nov. 2011	-105,6	-14,21	8,1	5,0
	2093	mars 2012	-125,7	-16,47	6,1	7,0
	2093	mai 2012	-118,3	-15,56	6,2	94,7
	2093	août 2012	-81,3	-11,64	11,8	6,1
La Laguna	3121	avr. 2012	-93,4	-13,57	15,1	N.C.
	3121	août 2012	-124,1	-17,74	17,7	N.C.
	3121	févr. 2013	-24,7	-4,62	12,2	10,0
	3121	févr. 2013	-37,6	-6,49	14,3	25,0
Tapado	4273	févr. 2013	-101,9	-15,26	20,2	13,2
	4273	févr. 2013	-85,7	-12,98	18,2	13,2
Front du glacier Tapado	4700	Jan. 2011	-119,7	-16,68	13,8	N.C.
Sommet du glacier Tapado	5550	Jan. 2011	-136,0	-19,05	16,5	N.C.

Tableau 3: Teneur isotopique des échantillons de précipitation récoltés sur le bassin versant de l'Elqui entre 2011 et 2013, et teneurs isotopiques du glacier Tapado pour les très hautes altitudes (voir V.2.2).

Les teneurs en deutérium varient de -6,6 à -136,0‰, tandis que les teneurs en oxygène 18 varient entre -1,74 et -19,05‰. En premier abord, les valeurs les moins appauvries sont associées aux échantillons de basse altitude et les valeurs les plus appauvries à ceux de haute altitude. En effet, lors de la condensation de la vapeur d'eau au sein d'une masse d'air, la température contrôle le fractionnement isotopique (AIEA, 2008), les teneurs en oxygène 18 et en deutérium s'appauvrissant avec la diminution de la température (Yin et al., 2010), et par conséquent avec l'augmentation de l'altitude. Cette large gamme de valeurs peut donc être expliquée par le fort gradient altitudinal du bassin versant de l'Elqui (0 – 6000 m d'altitude). D'autres facteurs peuvent renforcer l'écart isotopique entre les **zones supérieure** et **inférieure** comme l'effet de masse ou éventuellement des processus d'évaporation plus prononcés dans la **zone inférieure**. L'excès en deutérium varie entre 6,1 et 20,2‰. Les valeurs les plus fortes (>12‰) s'expliquent par des précipitations de haute altitude en contexte très aride avec une humidité très faible ou un recyclage continental de la vapeur (Aravena et al., 1999; Gallaire et al., 2010), alors que les valeurs les plus faibles (<8‰) s'expliquent par des processus d'évaporation secondaire durant les événements pluvieux.

D'après le modèle de circulation atmosphérique présenté dans le chapitre 1 II, il est possible de préciser l'origine des masses d'air à partir des teneurs isotopiques. Les masses d'air provenant du Pacifique présentent des teneurs isotopiques en relation avec la source océanique, sans processus secondaires. A l'inverse les masses d'air provenant de l'Atlantique, en contexte tropical, voient leur vapeur d'origine marine évoluer au cours de leur parcours à l'intérieur du continent, du fait d'un recyclage continental de la vapeur à partir des surfaces libres, des sols nus et de la végétation durant la traversée de toute la zone située à l'est de la cordillère des Andes (sud du Brésil et nord de l'Argentine). En conséquence, l'effet de continentalité qui a tendance à appauvrir la vapeur au fur et à mesure de sa vidange et, corollairement, à appauvrir les pluies, est partiellement bloqué. Cette variabilité de l'origine des précipitations peut être expliquée par la variabilité saisonnière de la position de la ZCIT (voir Chapitre 1 I). Lorsque la ZCIT se déplace de manière importante vers le sud, des conditions favorables au débordement de l'hiver altiplanique sur la partie orientale du bassin versant de l'Elqui entraînent des épisodes pluvieux durant l'été austral. Les précipitations récoltées à La Laguna en Février 2013 (tableau 3) illustrent ce type d'événement avec des teneurs en oxygène 18 et en deutérium beaucoup moins appauvries que lors des événements d'août et avril (tableau 3).

Pour chacun des sites de collecte, la variabilité saisonnière ou inter-annuelle est élevée, les teneurs les plus appauvries étant généralement mesurées durant l'hiver austral. La variabilité des teneurs isotopiques peut s'expliquer par les paramètres suivants :

- i. *L'origine des masses atmosphériques* : comme expliqué plus haut, la proximité de la côte

pacifique et la barrière créée par la cordillère des Andes favorisent les flux atmosphériques d'ouest. Durant l'été austral, certaines masses d'eau provenant de l'est (Atlantique) peuvent passer la cordillère des Andes. Ces masses d'air subissent alors un recyclage continental au-dessus de la partie est de l'Amérique du sud. Ce processus a pour effet d'augmenter l'excès en deutérium.

- ii. *La variabilité spatiale et temporelle des conditions météorologiques* : la température et l'hygrométrie sont les deux facteurs principaux qui influencent la teneur isotopique des précipitations, mais l'effet de masse reste prédominant dans les zones tropicales.
- iii. *Les processus d'évaporation secondaire* : dans des conditions climatiques chaudes et arides, les teneurs isotopiques peuvent être affectées par des processus d'évaporation secondaire. Durant l'épisode pluvieux, une partie des précipitations est évaporée, ce qui a pour effet de diminuer l'excès en deutérium.

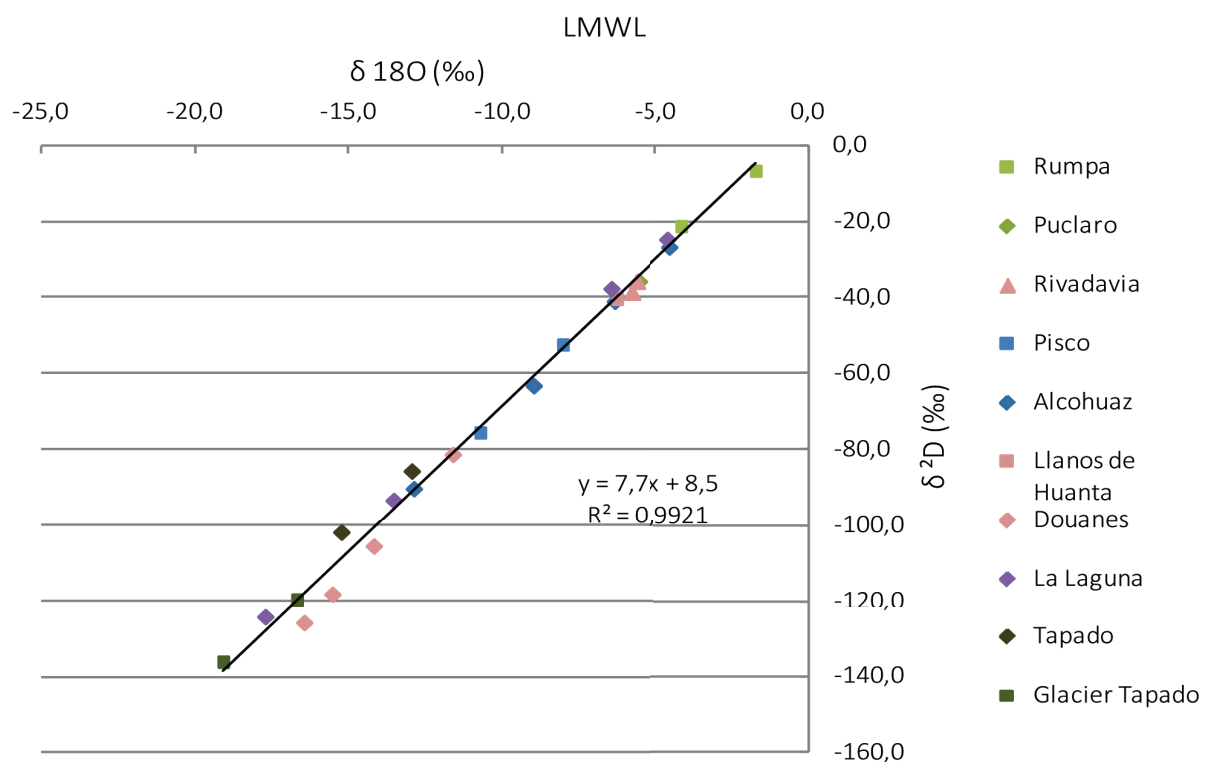


Figure 31: Droite météorique locale déterminée à partir des échantillons de précipitations récoltés sur le bassin versant de l'Elqui.

La droite météorique de la vallée de l'Elqui présente une pente de 7,7, légèrement inférieure à la droite météorique mondiale (Figure 31). Cette pente s'explique par un processus d'évaporation secondaire durant l'épisode pluvieux (Clark and Fritz, 1997). Cette hypothèse est cohérente avec les conditions climatiques semi-arides auxquelles est soumise la vallée de l'Elqui. De précédentes études avaient d'ailleurs permis de déterminer une droite météorique locale de pente égale à 7,7 (Squeo et al., 2006) et 7,6 (Strauch et al., 2006).

IV.1.2- Calcul du gradient altitudinal des teneurs en oxygène 18 des précipitations pour la détermination des altitudes de recharge des compartiments souterrains

Dans un premier temps, les teneurs en oxygène 18 des échantillons (Tableau 3) ont été pondérées par la quantité d'eau précipitée mensuellement, par rapport au cumul annuel sur chacun des sites selon la formule :

$$\sum \frac{P_x}{P_{Tot.}} \times \delta^{18}O_x$$

Avec pour chaque station, P_x le cumul lié au mois x , $P_{tot.}$ le cumul annuel à la station, et $\delta^{18}O_x$ la teneur en oxygène 18 mesurée pour le mois x .

Les valeurs déterminées à partir du glacier Tapado (voir V.2.2) sont utilisées pour estimer le gradient altitudinal des précipitations en haute altitude.

La figure 32 présente le gradient altitudinal des teneurs en oxygène 18 des précipitations approximé par une loi polynomiale. La précision de cette approximation est réduite par le nombre limité d'échantillons. Le gradient altitudinal moyen des précipitations dans le bassin versant de l'Elqui est de $-0,27\text{‰}^{18}\text{O}/100\text{ m}$. Entre 0 et 3000 m d'altitude il vaut $-0,33\text{‰}^{18}\text{O}/100\text{ m}$ puis il réduit en altitude avec $-0,21\text{‰}^{18}\text{O}/100\text{ m}$ entre 3000 m et 6000 m d'altitude. Ces valeurs sont cohérentes

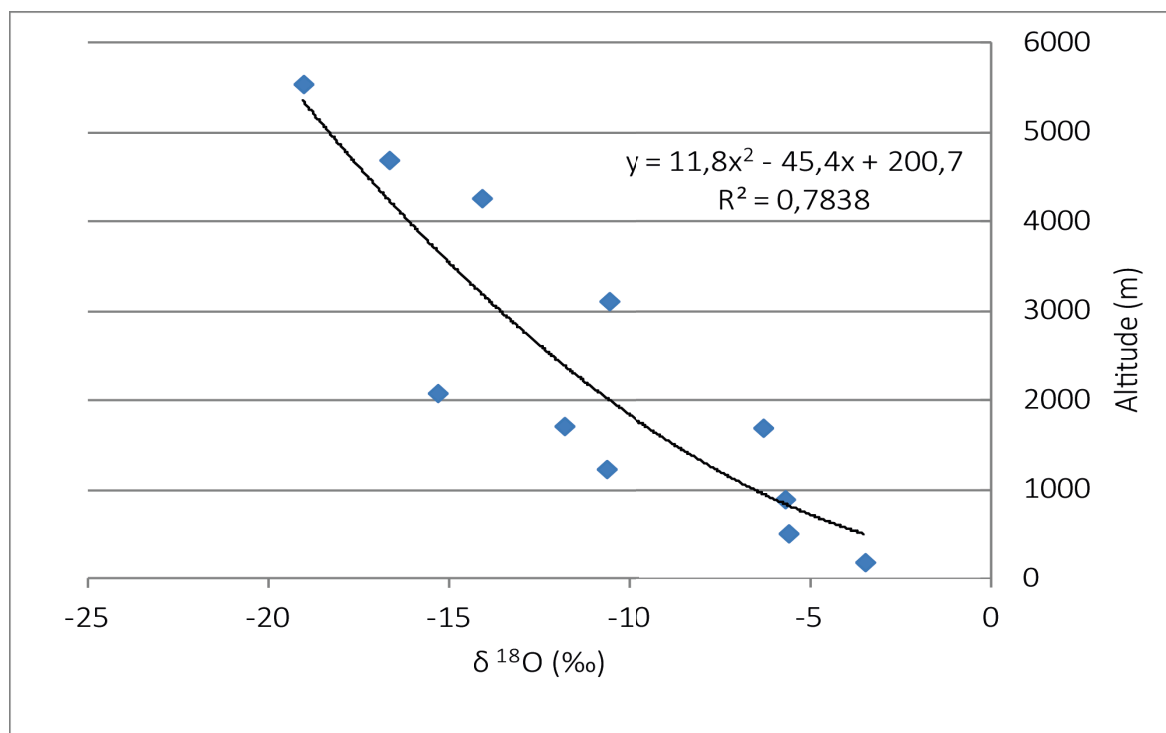


Figure 32: Gradient altitudinal des teneurs en oxygène 18 des précipitations

avec les gradients altitudinaux généralement calculés dans les Andes qui évoluent, selon la gamme d'altitude, entre $0,2$ et $0,6\text{‰}^{18}\text{O}/100\text{ m}$ entre 0 m et 4000 m (AIEA, 2008).

Ces informations serviront à la caractérisation de l'altitude de recharge des compartiments souterrains échantillonnés dans le bassin versant de l'Elqui, le faible nombre d'échantillons de

précipitations récoltés dans cette étude ne permettant pas de caractériser la variabilité de leurs teneurs isotopiques sur le long terme.

IV.2- Caractérisation physico-chimique des masses d'eau superficielles et souterraines

IV.2.1- Faciès chimique des masses d'eau

Les figures 33 et 34 montrent la répartition des échantillons d'eau superficielles et souterraines, récoltés entre 2011 et 2013, sur un diagramme de Piper. En période de basses eaux, les échantillons se répartissent entre trois faciès : bicarbonaté-calcique, sulfaté-calcique et chloruré-sodique. Les échantillons présentant un faciès bicarbonaté-calcique sont des eaux de torrents sans particularité, on retrouve par exemple le plus gros affluent du Colorado (Rio 2) comme les plus petits (Agua Negra). Le faciès sulfaté-calcique est identifié pour les échantillons récoltés en aval de glacier rocheux (GFO, DS, Kinnard) et au niveau d'une source au pied d'une formation volcanique (Formation Pastos Blancos - Affluent 5,2). Le faciès sulfaté-calcique pourrait donc être associé à des interactions entre les eaux de fonte et des minéraux riches en sulfures, comme la pyrite contenue dans certaines formations volcaniques de la **zone supérieure** (Oyarzún et al., 2013). Les glaciers rocheux intégrant des débris provenant de l'érosion de ces formations volcaniques, il est normal que les eaux échantillonnées en aval de ces formations soient marquées par ce faciès. La figure 33 montre également que le Colorado et La Laguna conservent ce faciès sulfaté-calcique jusqu'à l'exutoire du **secteur Laguna**. Les échantillons Rio 5, Rio Toro (douane) et Toro+Malo (Mine El Indio) sont situés dans la partie sommitale du diagramme de Piper montrant un faciès sulfaté-calcique très marqué. Ils proviennent, pour deux d'entre eux, du **secteur Toro** dans une zone de forte altération hydrothermale où l'industrie minière a été active récemment (Mina El Indio). Le Rio 5 est un torrent acide ($\text{pH} < 4$) drainant une formation très minéralisée dans le **secteur Colorado**. Ces écoulements acides très minéralisés marquent l'effet de dissolution des minéraux déposés durant la phase andine de l'orogénèse (Chapitre 1 I), au cours de processus de circulations hydrothermales. Enfin, l'échantillon Source thermique (El Indio), présentant un faciès chloruré-sodique, a été récolté dans le **secteur Toro** au niveau d'une source thermique ($T^\circ > 40^\circ\text{C}$). Ce faciès particulier est provoqué par les circulations de fluide à haute température, en profondeur (Strauch et al., 2009).

En période de hautes eaux le nombre d'échantillons est deux fois plus important car deux campagnes ont été réalisées entre 2011 et 2013. Cependant, la répartition des échantillons dans le diagramme de Piper est relativement identique (Figure 33) avec des faciès bicarbonaté-calcique, sulfaté-calcique et chloruré-sodique. Les échantillons du **secteur H.A.** présentent généralement un faciès bicarbonaté-calcique mais en période de basses eaux certains torrents drainant des glaciers rocheux de grande taille présentent plutôt un faciès à tendance sulfaté-calcique. C'est également

le cas avec les échantillons provenant du **secteur Tapado**. Cette légère variation de faciès entre les périodes de hautes et basses eaux peut être expliquée soit par un effet de dilution des eaux drainées par les glaciers rocheux par de l'eau de fonte plus récente (et donc moins marquée par les terrains volcaniques), soit par un transit plus rapide des masses d'eau à travers les glaciers rocheux qui ne laisserait pas le temps aux eaux de fonte d'être marquées par les terrains géologique environnants. Parmi les échantillons présentant un faciès sulfaté-calcique se trouve toujours le Rio 5 et les échantillons provenant du **secteur Toro**, au niveau de la mine El Indio, associés au drainage des zones d'altération hydrothermale. Les affluents 3.1 et 3.2 présentent également le même faciès. Il est fort probable que ces torrents soient également affectés par les drainages de zones d'altération hydrothermales. En hautes eaux, l'augmentation des apports d'eau de fonte a un effet de dilution sur l'échantillon récolté à l'exutoire de la rivière Colorado, en entrée de la retenue de La Laguna, car sa position dans le diagramme est plus proche du pôle bicarbonaté calcique. En revanche, cet effet de dilution n'est pas marqué pour l'échantillon prélevé sur la Laguna au niveau de la douane. La source identifiée au pied d'une formation volcanique (affluent 5.2) dans le **secteur Colorado** et la source thermique identifiée dans le **secteur Toro** conservent leur faciès respectif sulfaté-calcique et bicarbonaté-calcique.

Ces résultats semblent indiquer que les eaux superficielles provenant de la fonte de la glace ou de la neige présentent initialement un faciès bicarbonaté-calcique. Les interactions avec les formations volcaniques dans la **zone supérieure** peuvent faire évoluer leur faciès vers le pôle sulfaté-calcique. C'est le cas, par exemple, de l'exutoire de glaciers rocheux ou de l'exutoire des formations volcaniques. Le fait que ce faciès sulfaté calcique soit conservé à l'exutoire des **secteurs Colorado** et **Laguna** indique que le marquage des masses d'eau par les formations géologiques dans la **zone supérieure** est important. Le rio 3 est le seul des 5 principaux affluents de la rivière Colorado (Rio 1 à 5) à présenter un faciès sulfaté-calcique. Ce faciès étant généralement associé avec une interaction de l'eau entre un compartiment cryosphérique (glacier rocheux) ou hydrogéologique (Volcanique), ce résultat soutient l'hypothèse d'un transit lent de l'eau de fonte par l'un de ces compartiments (voir II.3). L'analyse d'images aériennes a montré que ce torrent prenait sa source à proximité de sa confluence avec le Colorado, ainsi cet affluent illustrerait plutôt le marquage physico-chimique d'un compartiment souterrain. Ce décalage du faciès des masses d'eau vers le pôle sulfaté-calcique est aussi lié au drainage des zones d'altération hydrothermales qui produisent des eaux acides, très minéralisées (Rio 5, Affluent 3.1, **Secteur Toro**). Les volumes d'eau produits par ces drainages sont faibles mais, leurs forte minéralisation ($1500 \mu\text{S/cm} < \text{CE} < 4500 \mu\text{S/cm}$) peuvent affecter les écoulements superficiels à faible minéralisation ($100 \mu\text{S/cm} < \text{CE} < 400 \mu\text{S/cm}$). Enfin, l'échantillon récolté au niveau de la source thermique dans le **secteur Toro** ne présente pas de variabilité saisonnière du faciès. Par contre, il apparaît qu'il existe un décalage vers

le pôle chloruré-sodique entre les échantillons prélevés au niveau de la mine (Toro + Malo/El Indio) et celui prélevé au niveau de la Douane (Toro/Douane). Ce décalage pourrait indiquer une contribution de ce réservoir thermal vers la rivière Toro entre la partie amont et l'exutoire du **secteur Toro**.

N°	Nom
1	RGO
2	Double Source
3	Rio Kinnard
4	Rio Agua Negra
5	Petit Rio
6	Affluent 5.2 (Source)
7	Rio 5
8	Rio 4
9	Rio 3
10	Rio 2
11	Rio 1
12	Rio Colorado
13	Rio Laguna (douanes)
14	Rio Toro (douanes)
15	Rio Toro + Malo (El Indio)
16	Source thermique (El Indio)

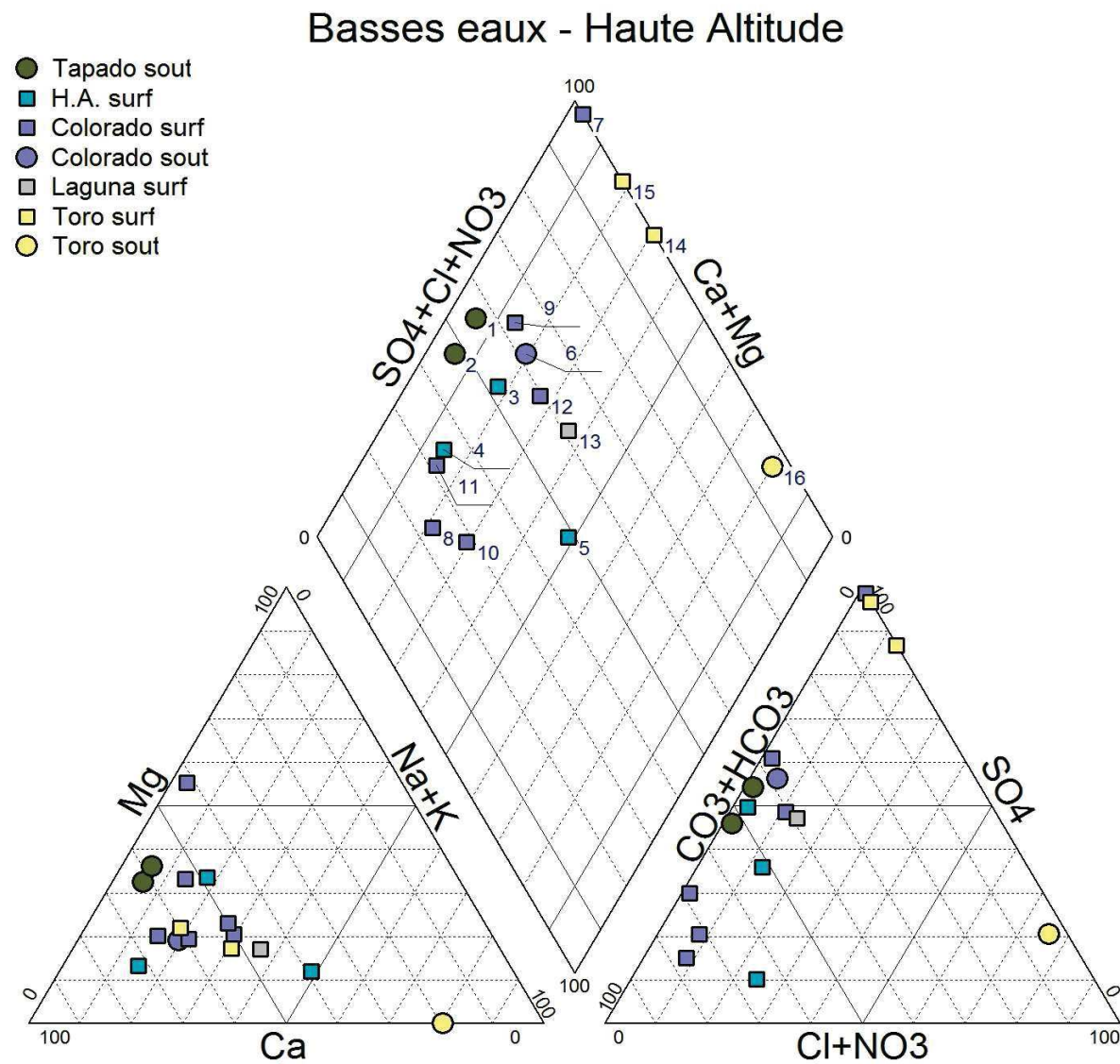


Figure 33: Diagramme de Piper rassemblant les échantillons récoltés sur la **zone supérieure** en période de basses eaux.

N°	Nom	Date
1	RGO	2011
2	RGO	2013
3	RGO ²	2011
4	RGO ²	2013
5	Double source	2011
6	Double source	2013
7	Rio Kinnard	2011
8	Rio Kinnard	2013
9	Tapado Kinnard (A.N.)	2011
10	Petit Rio	2011
11	Petit Rio	2013
12	Rio Agua Negra	2011
13	Rio Agua Negra	2013
14	TKAG	2011
15	Affluent 3.2	2013
16	Affluent 3.1 (Source)	2013
17	Affluent 5.2 (Source)	2013
18	Rio 5	2011
19	Rio 5	2013
20	Rio 4	2011
21	Rio 4	2013
22	Rio 3	2011
23	Rio 3	2013
24	Rio 2	2011
25	Rio 2	2013
26	Rio 1	2011
27	Rio 1	2013
28	Rio Colorado	2013
29	Rio Laguna	2011
30	Rio Toro (El Indio)	2011
31	Rio Malo conf. Toro	2011
32	Rio Toro + Malo (El Indio)	2011
33	Src thermique (El Indio)	2011
34	Rio Toro (douane)	2011

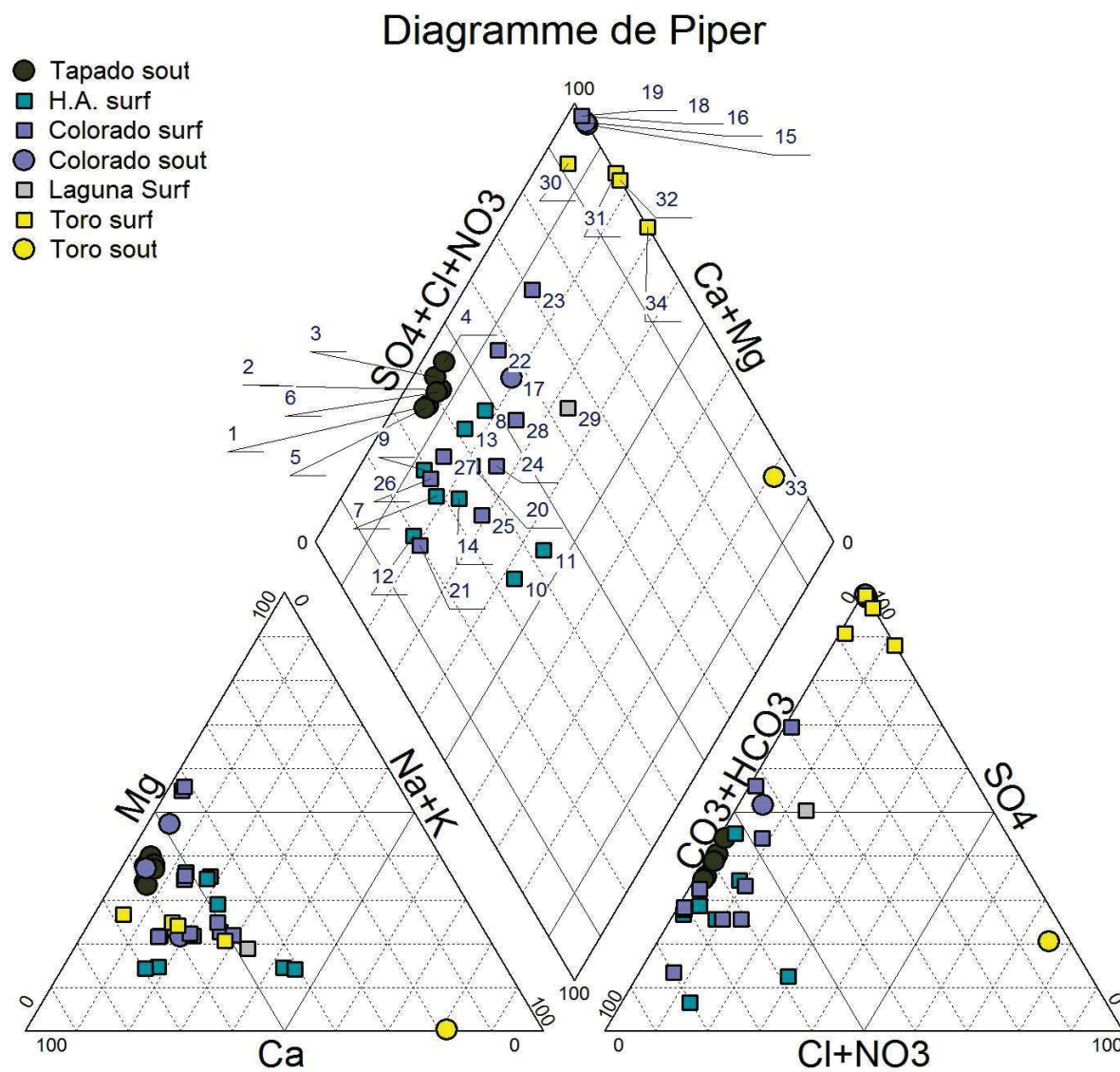


Figure 34: Diagramme de Piper rassemblant les échantillons récoltés sur la **zone supérieure** en période de hautes eaux.

IV.2.2- Teneurs en éléments majeurs et en traces

Le tableau 4 rassemble les données de conductivité électrique et de concentrations en éléments majeurs pour les échantillons récoltés entre 2011 et 2013 sur la **zone supérieure** tandis que le tableau 5 rassemble les concentrations en éléments traces pour ces mêmes échantillons. Le nombre de prélèvements souterrains est bien moins important que le nombre de prélèvements superficiels car aucun forage n'existe sur cette zone, seules de rares sources permettent d'échantillonner les compartiments souterrains.

Dans le **secteur Tapado**, la conductivité électrique varie entre 153 et 195 $\mu\text{S}/\text{cm}$, valeurs les plus faibles ayant été observées pour des prélèvements provenant de compartiments cryosphériques et hydrogéologiques. GFO et GFO² sont des sources situées au pied de glaciers rocheux, tandis que DS draine un aquifère fluvio-glaciaire. Leurs valeurs de conductivité électrique est plus élevée que celle de l'eau de fonte glaciaire (généralement $< 50\mu\text{S}/\text{cm}$) ce qui s'explique par les interactions entre les eaux de fonte et les débris rocheux d'origine volcanique présents dans les glaciers rocheux et couverts et constituant l'aquifère fluvio-glaciaire. Les éléments traces les plus concentrés dans les échantillons provenant du **secteur Tapado** sont l'aluminium, le bore, le zinc et le baryum. La présence des trois premiers éléments peut être reliée à l'interaction des masses d'eau avec les terrains volcaniques. Par contre la concentration importante en baryum est difficilement explicable car aucun autre échantillon récolté durant cette étude ne possède des concentrations aussi importante. La source de ce baryum pourrait être liée à des dépôts de barytine (sulfate de baryum) qui sont généralement d'origine hydrothermale (BRGM, 1998). Les paramètres physico-chimiques dans le **secteur Tapado** présente une variabilité temporelle avec une augmentation des concentrations basses eaux et une diminution de ces dernières en hautes eaux. Cette augmentation est expliquée par un effet de dilution causé par le taux de fonte important à cette période de l'année.

Dans le **secteur H.A.**, la conductivité électrique varie entre 108 et 237 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Pour les torrents ayant été échantillonnés plusieurs fois, une variabilité saisonnière montre le même effet de dilution en hautes eaux que celui observé dans le **secteur Tapado**. En avril 2012, le Petit Rio a une conductivité de 237 $\mu\text{S}/\text{cm}$ contre 144 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en novembre 2011. Cette importante variation pourrait être expliquée par le soutien de ce torrent par un compartiment volcanique à la fin de la saison de fonte, avec une eau qui serait par conséquent plus minéralisée. Les teneurs en silice des échantillons du **secteur H.A.** montrent quelques particularités. Elles sont, au minimum, deux fois supérieures à celles du **secteur Tapado** et peuvent passer du simple au double pour un même site entre deux campagnes de prélèvements. C'est par exemple le cas des torrents Petit Rio et Agua Negra, qui montrent respectivement une augmentation de la concentration en avril 2012 et janvier 2013 pour le premier, et une réduction de la concentration aux mêmes dates, pour le second. Dans

cette étude, les teneurs en silice élevées sont considérées comme un indicateur de long temps de séjour d'une masse d'eau au sein d'un compartiment souterrain. Ainsi ces augmentations de concentration pourraient être expliquées par des transferts d'eau depuis un compartiment souterrain vers les torrents. Il est par contre surprenant que ce soutien puisse être identifié autant en période de hautes eaux qu'en période de basses eaux. Ces variations de concentration pourraient être expliquées par une alimentation du torrent à la fois par un apport relativement constant depuis le compartiment souterrain et par un apport d'eau de fonte (neige, compartiment cryosphérique) variant saisonnièrement et inter-annuellement. Ainsi, les concentrations varieraient en fonction du taux de mélange entre les eaux de fonte peu chargées et les eaux souterraines plus minéralisées.

Concernant les éléments traces (tableau 5), le Rio Kinnard présente une anomalie importante en vanadium qui n'a été retrouvée sur aucun des autres échantillons analysés. Cette anomalie a été observée pour les trois échantillons récoltés pour ce torrent ce qui indique qu'elle ne vient pas d'un problème d'échantillonnage ou d'analyse. A ce stade, cette anomalie en vanadium n'est pas expliquée, mais pourrait certainement être liée au contexte volcanique de la zone d'étude car cet élément est présent dans les andésites (Oyarzún et al., 1993). Le Petit Rio montre des concentrations particulièrement élevées en arsenic, en bore, en manganèse, en baryum et en lithium. Dans la **zone supérieure**, l'origine de ces éléments ne peut être qu'un compartiment hydrogéologique, souvent constitué de formations volcaniques ayant subi des processus d'altération hydrothermale. En novembre 2011, le Petit Rio montre une très forte anomalie en aluminium. Elle ne semble pas être un problème d'analyse car d'autres éléments traces montrent une concentration doublée, ou divisée par deux comme pour le Baryum ou le Bore. Ces variations de concentration en éléments traces soutiennent donc l'hypothèse d'une alimentation simultanée de ce torrent par l'eau de fonte ou un compartiment cryosphérique et un compartiment souterrain.

Dans le **secteur Colorado**, la diversité des faciès chimiques observés dans les diagrammes de Piper est confirmée par la variabilité des paramètres physico-chimiques. Parmi les échantillons analysés, quatre présentent des particularités : affluent 3.1, affluent 3.2, affluent 5.2 et Rio 5. L'affluent 3,1 provient d'une zone de suintement d'une eau souterraine à minéralisation très élevée (CE :4560 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Cette eau présente une concentration en sulfate proche de 4 g/l et une concentration en silice de 23,9 mg/l. Les concentrations en traces sont également exceptionnelles avec presque 200 mg/l d'aluminium, 68 mg/l de manganèse, 16 mg/l de zinc, la plus forte concentration de cobalt avec 753 $\mu\text{g}/\text{l}$ et de strontium avec 1270 $\mu\text{g}/\text{l}$ et une concentration importante en lithium (336 $\mu\text{g}/\text{l}$). En revanche, ses concentrations en arsenic, bore, baryum et vanadium sont nulles. Cette source draine donc une eau acide particulièrement minéralisée dont

l'origine n'est pas déterminée mais qui pourrait être liée à une circulation au sein de formations géologiques ayant subi des processus d'altération hydrothermale durant la phase andine de l'orogénèse. L'affluent 3.2, qui rejoint le 3.1 avant la confluence avec le Colorado, présente une conductivité électrique de 420 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cette conductivité est légèrement élevée comparée aux torrents analysés précédemment dans les **secteurs Tapado** et **H.A.**. Ce torrent possède des concentrations importantes en aluminium, cuivre, manganèse, zinc, et cobalt. Ce torrent drainant des terrains situés en amont de la source affluent 3.1, il est possible qu'il interagisse avec le même type de formations altérées provoquant cette minéralisation particulière. Le cuivre fait exception car il n'était pas présent dans les eaux de l'affluent 3.1, alors qu'il est bien présent dans les eaux de l'affluent 3.2. La zone drainée par ces deux affluents est connue pour présenter des dépôts minéraux sulfurés comme la pyrite et en métaux comme l'or ou le cuivre, résultant de processus d'altération hydrothermale des roches. La présence de ces dépôts pourrait expliquer les particularités chimiques des masses d'eau. La différence de transit entre l'affluent 3.1 (souterrain) et l'affluent 3.2 (superficiel) pourrait expliquer pourquoi les teneurs en cuivre sont fortes uniquement dans l'écoulement superficiel. Le troisième site particulier est le Rio 5 qui présente un pH acide (<4) et une conductivité électrique variant entre 1463 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 1960 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Sa charge en sulfate est importante avec environ 1 g/l et ses concentrations en éléments traces se rapprochent de celles des deux échantillons précédents avec des concentrations fortes en aluminium, arsenic, cuivre, manganèse, zinc, cobalt, strontium et lithium. Il semblerait que le Rio 5 soit la résultante d'un mélange entre des eaux du type affluent 3.1 et du type affluent 3.2. Ces trois points de mesure drainent d'ailleurs tous la même zone décrite précédemment, ce qui soutient encore l'hypothèse d'une particularité géologique. Les concentrations en bore montrent une variabilité temporelle avec un minimum en hautes eaux et un maximum en basses eaux. Les affluents 3.1 et 3.2 n'en contenant pas, il existe certainement un troisième compartiment participant à l'alimentation du Rio 5. Le dernier échantillon particulier est l'affluent 5.2 qui correspond au prélèvement réalisé au niveau d'une petite source au pied d'une formation volcanique. Sa conductivité électrique varie entre 670 et 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$, ce qui est cohérent avec une eau ayant transité dans un aquifère. Ses concentrations en éléments majeurs ne montrent pas d'anomalie. Les concentrations en traces sont remarquables pour l'arsenic, le bore, le zinc, le rubidium, le strontium, l'uranium et le lithium. Cette formation volcanique pourrait donc être la troisième source d'eau alimentant le Rio 5, ce qui expliquerait la source de bore dans ce dernier. Les torrents Rio 1 à Rio 5 sont les principaux affluents du Colorado. Ils présentent des propriétés physico-chimiques variables qui vont dépendre de l'origine de l'eau qu'ils transportent parmi toutes les sources identifiées précédemment. Il apparaît également que chaque torrent présente une variabilité temporelle des concentrations. Les concentrations des torrents Rio 1 à 5 et leur

variabilité seront analysés dans le cadre de la caractérisation du fonctionnement hydrologique des bassins versants partiellement englacés (VI). Finalement, les paramètres physico-chimiques du Colorado en entrée de la retenue de la Laguna intègrent les différents apports identifiés. La conductivité électrique et les concentrations en éléments majeurs sont moins élevées en période de basses eaux, ce qui laisse supposer un effet de dilution par les eaux de fonte. Cependant les concentrations en éléments traces comme le cobalt, le manganèse ou le rubidium présentent des augmentations très importantes laissant penser que les apports par des sources du type affluent 3.1, 3.2 et 5.2. étaient plus importants en avril 2012 qu'en décembre 2011.

Plus en aval, au niveau de la douane, la rivière Laguna montre le même type de variabilité des paramètres physico-chimiques, indiquant le même type d'interaction entre compartiments hydrologiques et hydrogéologiques. La conductivité électrique et les concentrations en éléments majeurs semblent indiquer un effet de dilution en période de hautes eaux. Cependant, les concentrations en bore, rubidium et strontium sont plus élevées que celles des autres échantillons qui viennent d'être présentés. Durant la période de basses eaux 2012, il existe donc un apport d'un compartiment souterrain qui n'est pas identifié à ce stade du travail, au compartiment superficiel dans le **secteur Laguna**.

Dans le **secteur Toro**, les échantillons analysés montrent quelques particularités liées au contexte local naturel et anthropique (Chapitre 1). L'échantillon Toro (Amont) est représentatif des propriétés physico-chimiques du Toro avant sa confluence avec le Malo, drainant la zone d'exploitation minière. Il apparaît que ce torrent est naturellement très minéralisé, avec une conductivité électrique de plus de 1700 $\mu\text{S}/\text{cm}$, une forte concentration en sulfate et en éléments traces comme le bore, le manganèse et le strontium. Aucun autre échantillon ne montre une telle concentration en strontium (1181 $\mu\text{g}/\text{l}$). Le Rio Toro possède donc des propriétés physico-chimiques très particulières qui sont certainement liées à la fois au marquage naturel des masses d'eau par les terrains volcaniques et au mélange avec des masses d'eau présentant des anomalies dans leur chimie, comme par exemple les affluents type 3.1, 3.2 ou Rio 5 décrits précédemment.

Le Rio Malo, soumis à une contamination anthropique causée par des drainages miniers acides, possède un pH inférieur à 4 et une concentration en sulfate et silice élevée. Ses concentrations en éléments traces montrent des anomalies très importantes en aluminium (43 mg/l), bore (2,3 mg/l), cuivre (13 mg/l), manganèse (7,7 mg/l), zinc (4,1 mg/l), cobalt (101 $\mu\text{g}/\text{l}$), rubidium (89 $\mu\text{g}/\text{l}$), strontium (773 $\mu\text{g}/\text{l}$) et lithium (381 $\mu\text{g}/\text{l}$). La différence entre les propriétés physico-chimiques du Toro et du Malo peut être interprétée comme l'impact anthropique de l'exploitation minière sur les masses d'eau superficielles.

Une source thermale a pu être échantillonnée dans le **secteur Toro**. Elle est la seule à posséder un faciès chloruré-sodique et présente également une minéralisation forte, illustrée pas sa

conductivité électrique de plus de 8000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cette eau se démarque par des concentrations en chlorure (2,2 g/l) et en silice (35 mg/l) élevées par rapport aux autres échantillons de la **zone supérieure**. Les concentrations en éléments traces sont encore plus exceptionnelles notamment pour l'arsenic (14 mg/l), le bore (9,5 mg/l), le manganèse (2 mg/l), le rubidium (1,45 mg/l), le strontium (3,8 mg/l), le baryum (53,5 $\mu\text{g}/\text{l}$), et le lithium (13 mg/l). Ces concentrations particulièrement élevées sont expliquées par les interactions eau-roche à haute température au sein du gisement thermal (renvoi vers Chapitre 1). Le mélange entre les eaux naturellement chargées du Toro, les eaux contaminées du Malo et les eaux thermales très minéralisées explique les caractéristiques physico-chimiques du Toro au niveau de la mine et au niveau de la douane, en aval. Pour ces deux échantillons, les apports d'eau thermique peuvent être identifiés par des augmentations de concentration en chlorure, tandis que l'apport des eaux contaminées par l'activité minière est flagrant lorsque l'on observe les concentrations en aluminium. Entre les points Toro (El Indio) et Toro (Douane), les concentrations en chlorure augmentent ce qui peut indiquer des apports d'eau thermique entre ces deux sites. A l'inverse, la concentration en aluminium diminue. Cette diminution peut être expliquée par la confluence avec des affluents non anthropisés qui a pour conséquence de diluer les concentrations en aluminium ou bien de faire précipiter ce dernier lorsque le pH varie. Les compartiments superficiels et souterrains échantillonnés dans la **zone supérieure** montrent une variabilité importante dans leurs propriétés physico-chimiques. Cette variabilité reflète le grand nombre de compartiments différents qui sont impliqués dans le fonctionnement hydrodynamique de la **zone supérieure**.

Chapitre 2 : Interactions entre compartiments cryosphériques et hydrologiques dans la zone supérieure du bassin versant de l'Elqui

Nom	Secteur	Date	Compartiment	CE μS/cm	HCO ₃ ⁻ mg/l	Cl ⁻ mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	Ca ²⁺ mg/l	SiO ₂ mg/l
GFO	Tapado	nov. 11	souterrain	153	58,0	0,3	1,3	25,7	2,1	0,2	6,3	18,3	1,8
		avr. 12		195	48,1	0,6	1,1	46,5	2,4	0,4	7,4	23,2	1,8
		janv. 13		155	50,4	0,3	0,8	27,1	2,0	0,3	5,6	16,7	1,9
GFO ²	Tapado	nov. 11	souterrain	169	61,0	0,3	1,3	33,3	1,6	0,2	7,6	19,4	2,0
		janv. 13		162	65,9	0,4	0,9	41,7	2,0	0,3	10,3	23,8	2,2
Double Source	Tapado	nov. 11	souterrain	164	64,7	0,4	1,3	27,8	2,1	0,3	7,6	18,6	2,1
		avr. 12		195	60,0	0,6	1,2	41,5	2,3	0,4	8,1	21,5	2,2
		janv. 13		160	60,0	0,4	1,1	30,8	2,2	0,3	7,4	18,7	2,3
Rio Kinnard	H.A	nov. 11	superficiel	180	87,4	0,6	1,3	25,5	7,3	0,6	7,9	17,1	4,1
		avr. 12		218	53,7	1,0	1,6	44,0	8,3	0,8	8,6	20,7	4,6
		janv. 13		150	55,6	0,8	1,4	37,8	8,1	0,7	8,9	19,9	4,9
Tapado Kinnard	H.A	nov. 11	superficiel	207	90,3	0,6	0,9	27,8	4,8	0,6	7,7	17,8	5,1
Petit rio	H.A	nov. 11	superficiel	144	68,3	4,4	3,0	32,4	18,4	1,3	3,2	15,2	4,0
		avr. 12		237	72,0	7,1	5,8	39,7	24,9	1,6	3,3	18,0	8,9
		janv. 13		211	114,7	5,5	5,6	35,2	19,0	1,3	3,5	17,3	9,6
Rio Agua Negra	H.A	nov. 11	superficiel	108	102,5	3,8	10,4	6,5	5,6	0,5	2,5	18,7	9,6
		avr. 12		137	47,3	3,8	11,4	5,8	4,1	0,6	2,1	19,0	4,4
		janv. 13		140	39,0	4,5	11,9	6,6	4,8	0,5	2,4	19,1	4,6
TKAG	H.A	nov. 11	superficiel	132	83,0	1,7	2,0	27,7	8,8	0,7	6,2	17,1	4,8
Affluent 3.1 (Source)	Colorado	janv. 13	souterrain	4560	0,0	13,5	0,0	3747,8	51,3	4,1	303,0	514,0	23,9
Affluent 3.2	Colorado	janv. 13	superficiel	420	0,0	0,8	1,6	180,6	3,9	1,0	18,1	46,5	5,0
Affluent 5.2 (Source)	Colorado	avr. 12	souterrain	700	168,4	12,4	2,7	193,8	32,5	1,6	17,1	90,4	6,0
		janv. 13		670	212,3	12,4	2,7	198,5	31,8	1,5	19,2	87,3	6,4
Rio 1	Colorado	nov. 11	superficiel	140	68,3	0,8	0,9	26,7	6,7	0,8	5,4	26,3	3,7
		avr. 12		223	97,6	0,9	0,8	33,4	7,5	0,6	5,6	29,9	3,5
		janv. 13		213	90,3	0,6	0,7	28,4	7,3	0,6	5,9	28,2	4,1
Rio 2	Colorado	nov. 11	superficiel	183	73,2	7,2	1,2	33,8	15,1	0,7	7,0	26,4	5,2
		avr. 12		305	185,4	11,0	1,7	41,8	20,6	1,0	7,8	31,1	4,5
		janv. 13		248	100,4	8,2	1,2	31,2	16,2	0,8	6,7	24,5	4,3
Rio 3	Colorado	nov. 11	superficiel	272	104,4	1,1	1,4	107,4	12,1	0,6	17,1	42,1	5,3
		avr. 12		363	83,0	1,6	1,8	106,7	12,5	0,7	16,5	43,7	4,6
		janv. 13		387	75,6	1,1	1,8	140,4	11,8	0,6	17,2	41,2	5,2
Rio 4	Colorado	nov. 11	superficiel	112	78,1	2,0	2,9	10,3	6,6	0,4	3,9	16,4	4,5
		avr. 12		138	65,9	2,3	3,2	10,2	6,5	0,4	3,2	16,5	4,8
		janv. 13		143	31,7	2,4	2,9	10,4	7,1	0,4	3,9	16,7	5,6
Rio 5	Colorado	nov. 11	superficiel	1478	0,0	5,4	1,5	1433,6	10,8	0,0	111,6	142,3	10,0
		avr. 12		1960	0,0	11,5	3,2	1320,2	11,5	0,0	105,7	132,0	8,3
		janv. 13		1463	0,0	5,1	0,0	916,4	8,2	0,0	86,0	105,1	8,2
Rio Colorado	Colorado	nov. 11	superficiel	253	112,2	10,8	1,6	81,9	20,1	1,2	11,0	37,0	4,5
		avr. 12		386	92,7	13,4	2,3	87,2	22,7	1,2	10,5	37,6	4,3
Rio Laguna (douane)	Colorado	déc. 11	superficiel	308	129,3	27,8	1,7	142,3	46,1	2,7	14,1	58,9	5,8
		avr. 12		630	161,0	31,8	2,2	152,0	52,6	3,4	13,6	60,7	6,4
Rio Toro (Amont)	Toro	déc. 11	superficiel	1756	73,2	4,2	3,0	635,7	18,9	1,6	50,2	210,9	8,7
Rio Malo conf. Toro	Toro	déc. 11	superficiel	N.C.	0,0	5,4	0,0	1140,4	56,3	9,0	50,5	198,2	18,6
Source thermale (El Indio)	Toro	déc. 11	souterrain	8260	207,4	2270,8	0,0	836,8	1452,3	116,8	3,3	303,2	36,0
		avr. 12		8260	186,7	2292,5	0,0	838,4	1452,6	118,8	0,0	322,1	33,6
Rio Toro(El Indio)	Toro	déc. 11	superficiel	N.C.	0,0	27,3	1,2	1056,5	64,2	8,6	49,8	200,6	17,7
		avr. 12		N.C.	0,0	26,9	3,3	1175,9	71,7	11,2	49,3	220,5	19,5
Rio Toro (douane)	Toro	déc. 11	superficiel	1509	0,0	105,6	1,0	1042,6	133,1	11,8	54,3	221,6	16,8
		avr. 12		2140	0,0	124,5	0,0	1102,8	141,3	13,6	44,3	219,4	19,1

Tableau 4: Conductivité électrique et concentrations éléments majeurs des masses d'eaux superficielles et souterraines échantillonnées dans la zone supérieure.

IV- Caractéristiques physico-chimiques et isotopiques des masses d'eau

Chapitre 2 : Interactions entre compartiments cryosphériques et hydrologiques dans la zone supérieure du bassin versant de l'Elqui

Nom	Secteur	Date	Compartiment	Al µg/l	As µg/l	B µg/l	Cu µg/l	Mn µg/l	Zn µg/l	Co µg/l	Rb µg/l	Sr µg/l	Ba µg/l	U µg/l	Li µg/l	V µg/l
GFO	Tapado	nov. 11	souterrain	5,4	0,3	89,0	0,0	0,1	0,9	0,0	0,6	15,4	79,3	0,8	6,0	0,2
		avr. 12		3,6	0,2	93,2	0,0	0,0	2,2	0,0	0,6	19,8	106,5	0,9	7,5	0,3
		janv. 13		40,6	0,3	82,0	0,0	1,3	0,9	0,0	0,7	14,3	77,8	0,7	6,4	0,2
GFO ²	Tapado	nov. 11	souterrain	17,8	0,2	49,1	0,1	1,1	1,2	0,0	0,4	17,4	65,0	1,3	3,7	0,2
		janv. 13		0,0	0,2	56,1	0,0	0,2	0,8	0,0	0,5	20,8	63,4	1,3	4,8	0,1
Double Source	Tapado	nov. 11	souterrain	5,2	0,8	54,9	0,0	0,1	1,0	0,0	0,6	18,6	91,6	1,2	5,1	1,1
		avr. 12		3,2	0,7	68,6	0,0	0,2	11,6	0,0	0,6	21,8	113,0	1,3	5,6	0,4
		janv. 13		0,0	0,7	75,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,6	18,2	94,7	1,0	4,9	0,4
Rio Kinnard	H.A	nov. 11	superficiel	2,3	2,6	29,1	0,0	2,2	0,9	0,0	1,3	25,9	13,9	1,8	15,3	3,5
		avr. 12		1,6	2,8	32,5	0,0	1,3	2,5	0,0	1,3	30,7	17,2	2,0	16,2	3,7
		janv. 13		0,0	3,4	30,9	0,0	2,0	0,9	0,0	1,7	31,3	14,5	2,0	16,2	4,4
Tapado Kinnard	H.A	nov. 11	superficiel	4,7	4,4	70,2	0,1	1,8	1,2	0,0	1,9	33,2	53,6	1,1	17,4	2,0
Petit rio	H.A	nov. 11	superficiel	331,9	1,7	52,1	0,1	2,1	2,2	0,0	1,2	22,5	67,0	1,3	9,0	2,1
		avr. 12		2,4	10,6	161,5	0,0	2,4	5,3	0,0	4,5	66,5	27,2	0,6	50,8	1,2
		janv. 13		0,0	11,0	109,3	0,0	4,1	0,8	0,0	4,1	61,6	23,8	0,5	36,0	1,1
Rio Agua Negra	H.A	nov. 11	superficiel	6,4	10,6	114,4	0,1	2,5	1,1	0,0	4,0	55,4	21,8	0,5	37,3	1,6
		avr. 12		1,3	11,4	22,5	0,0	0,4	3,6	0,0	1,5	49,3	26,6	1,4	9,8	0,7
		janv. 13		0,0	12,7	26,2	0,1	0,6	0,2	0,0	1,7	53,1	27,2	1,3	11,1	0,6
TKAG	H.A	nov. 11	superficiel	117,3	12,4	225,0	0,6	218,2	4,7	0,9	4,4	101,6	36,9	3,7	96,4	0,8
Affluent 3.1 (Source)	Colorado	janv. 13	souterrain	198700	0,0	0,0	0,0	68240	16360	752,6	0,0	1271,0	0,0	0,0	336,6	0,0
Affluent 3.2	Colorado	janv. 13	superficiel	409,5	0,5	8,3	152,9	453,3	1254,0	0,7	4,9	68,5	18,7	1,8	17,4	0,0
Affluent 5.2 (Source)	Colorado	avr. 12	souterrain	4,0	3,1	178,7	0,0	0,4	46,5	0,0	4,7	182,6	37,5	7,1	113,7	0,3
		janv. 13		7,0	3,4	162,0	0,0	1,0	17,7	0,0	5,3	186,9	36,9	7,3	100,0	0,2
		nov. 11		12,8	2,2	16,1	0,1	2,2	1,2	0,0	0,8	146,8	44,5	2,5	15,0	0,8
Rio 1	Colorado	avr. 12	superficiel	13,9	2,1	20,6	0,0	1,8	14,8	0,0	1,0	159,2	51,1	2,7	15,4	1,0
		janv. 13		0,0	2,8	18,9	0,0	1,5	0,3	0,0	1,1	159,9	57,3	2,6	14,8	1,2
		nov. 11		10,5	1,7	51,9	0,1	0,4	5,7	0,0	2,1	88,6	46,4	2,1	26,0	1,2
Rio 2	Colorado	avr. 12	superficiel	21,0	13,7	205,4	0,0	3,8	36,9	0,1	2,3	118,6	49,5	4,6	66,2	1,0
		janv. 13		7,7	14,1	162,6	0,1	2,5	0,5	0,0	2,7	101,5	42,7	3,7	49,1	1,1
		nov. 11		2,3	5,0	39,7	0,0	0,3	1,2	0,0	2,3	38,2	8,2	4,3	21,3	0,5
Rio 3	Colorado	avr. 12	superficiel	6,1	1,5	50,8	0,0	1,6	46,1	0,0	2,1	86,7	46,1	2,1	24,8	1,0
		janv. 13		0,0	1,8	46,6	0,0	0,6	4,9	0,0	2,3	87,7	45,0	2,0	22,8	1,1
		nov. 11		0,0	13,4	37,8	0,0	0,2	0,9	0,0	2,0	53,0	27,0	1,3	13,5	0,8
Rio 4	Colorado	avr. 12	superficiel	5,1	4,1	34,7	0,0	0,5	4,3	0,1	1,8	36,1	7,7	4,6	17,9	0,5
		janv. 13		0,0	5,2	34,0	0,0	0,7	2,4	0,0	2,4	37,9	8,1	4,2	18,6	0,4
		nov. 11		105700	5,9	7,8	689	21040	6674	294,1	3,4	427,0	22,7	8,8	136,5	0,1
Rio 5	Colorado	avr. 12	superficiel	96740	4,3	21,8	621	17770	7413	260,2	2,6	333,6	13,8	6,5	115,9	0,2
		janv. 13		70790	3,2	0,0	520	14180	4928	212,5	0,0	287,7	14,9	5,7	97,0	0,0
		nov. 11		13,7	11,6	153,0	0,1	1,1	0,8	0,0	1,7	104,7	29,7	3,9	47,9	1,3
Rio Colorado	Colorado	avr. 12	superficiel	87,3	10,0	251,2	1,5	249,5	35,4	2,6	5,5	99,5	38,9	3,2	110,9	0,8
		nov. 11		128,5	33,0	843,9	0,5	10,5	2,8	0,1	16,2	298,2	39,0	3,6	231,4	1,4
Rio Laguna (douane)	Colorado	avr. 12	superficiel	34,7	40,3	801,4	0,0	9,1	21,5	0,0	18,4	339,1	38,5	3,3	272,6	1,5
		déc. 11		30,4	5,3	172,1	0,2	46,2	6,6	0,3	2,1	1181,0	15,6	0,4	14,0	1,0
Rio Toro (Amont)	Toro	déc. 11	superficiel	42980	3,3	2334,0	13140	7717	4135	101,4	88,9	773,0	9,0	10,6	380,9	0,1
Source thermale (El Indio)	Toro	déc. 11	souterrain	6,6	14540	112900	0,4	1972,0	7,5	0,2	1560,0	4090,0	57,1	0,0	14420,0	0,7
		avr. 12		0,0	14170	80350	0,0	2141,0	83,3	0,1	1417,0	3689,0	50,5	0,0	12880,0	0,7
Rio Toro (El Indio)	Toro	déc. 11	superficiel	33270	75,4	2874,0	10230	6049	3280	79,9	86,5	893,1	13,6	8,5	440,7	0,2
		avr. 12		46070	55,9	1923,0	13790	7730	4784	102,2	98,0	869,4	9,4	10,3	450,2	0,1
Rio Toro (douane)	Toro	déc. 11	superficiel	17120	92,0	5497	5626	5081	2055	60,1	116,3	1032,0	15,2	4,9	967,3	0,1
		avr. 12		22290	56,3	4706	6872	5506	2805	67,2	118,9	995,8	14,7	5,3	1047,0	0,1

Tableau 5: Concentrations en éléments traces des masses d'eaux superficielles et souterraines échantillonnées dans la zone supérieure.

IV.3- Teneurs isotopiques des masses d'eau

Les résultats des analyses isotopiques réalisées dans la **zone supérieure** sont rassemblés dans le tableau 6. Ces résultats sont également présentés sous forme graphique en période de hautes et basses eaux (Figure 35). Les échantillons de janvier 2011 sur le **secteur Tapado**, et plus particulièrement sur les torrents WGS et EGS, sont nombreux car l'échantillonnage a été réalisé au pas de temps horaire. Cette méthode permettra de caractériser finement le fonctionnement hydrologique du glacier Tapado dans la partie V.3.2. Dans le tableau 6, ces données ont été moyennées sur la journée, alors que dans la figure 35 tous les échantillons sont représentés. Ceci explique la différence entre le nombre d'échantillons dans le tableau et dans la figure. En période de basses eaux (mois d'avril) le nombre d'échantillons est inférieur à la période de hautes eaux car les chutes de neige liées au début de l'hiver austral limitent l'accès aux parties les plus hautes de la **zone supérieure**.

En période de basses eaux, les teneurs en deutérium varient entre -137,8 ‰ et -116,8 ‰ $\delta^2\text{D}$ et les teneurs en oxygène 18 entre -18,41 ‰ et -15,21 ‰ $\delta^{18}\text{O}$. Ces valeurs particulièrement appauvries peuvent s'expliquer par un fort effet altitudinal, cohérent avec le contexte. La figure 35 montre d'ailleurs que l'altitude des points d'échantillonnage et l'appauvrissement des teneurs en deutérium et en oxygène 18 sont corrélés. Seuls les points GFO et DS du **secteur Tapado** ne suivent pas cette règle, et possèdent des teneurs isotopiques plus enrichies que les prélèvements du **secteur H.A.** qui se situent plus bas. Ces échantillons doivent donc être affectés par un processus entraînant leur enrichissement qui pourra certainement être précisé dans la partie traitant du fonctionnement hydrodynamique du **secteur Tapado** (voir: V). L'alignement de la plupart des points sur la pente des LMWL et GMWL indique que l'origine de ces masses d'eau est météorique. Seuls les échantillons du **secteur Toro** s'alignent sur une droite différente et de pente inférieure. Ce comportement est expliqué par l'influence de la source thermique sur les masses d'eau du **secteur Toro**. Les processus expliquant l'origine des teneurs isotopiques des prélèvements de la source thermique sont liés à des interactions eau-roche se déroulant en profondeur, au sein du gisement et sont bien décrits par Strauch et al., (2006). Le point Laguna (douanes) semble suivre la même droite que les points du **secteur Toro**, cependant aucun apport thermal n'a pu être identifié pour cette rivière. Cette diminution de l'excès en deutérium pourrait également être expliquée par un processus d'évaporation affectant les eaux de la rivière La Laguna, notamment lorsqu'elles sont stockées dans la retenue du même nom.

En période de hautes eaux, les teneurs en deutérium varient entre -145,7 ‰ et -106,9 ‰ $\delta^2\text{D}$ et les teneurs en oxygène 18 entre -12,11 ‰ et -19,99 ‰ $\delta^{18}\text{O}$. Les gammes de variation des teneurs isotopiques sont plus importantes qu'en période de basses eaux, mais c'est à cause du biais lié au fait qu'un plus grand nombre de sites a été échantillonné. Cependant, les échantillons le plus

appauvri (CGS) et le plus enrichi (Rio A) sont particuliers. Le premier provient d'un torrent glaciaire s'écoulant depuis le glacier couvert du Tapado et n'a été échantillonné qu'à une altitude de 4615 m. Cet appauvrissement ne semble donc pas uniquement lié à l'effet altitudinal. Dans le **secteur Tapado**, des teneurs aussi appauvries n'ont été mesurées que dans des échantillons de glace provenant de pénitents (voir V.3.2) ayant subi un processus de sublimation. L'eau drainée par le torrent CGS pourrait donc provenir d'un stock d'eau de fonte de neige ayant subi ce même processus de sublimation. Le point le plus enrichi provient d'un petit ruisseau échantillonné à 2220 m d'altitude dans le **secteur Toro**. Il présente un excès en deutérium de -10 ‰, ce qui pourrait indiquer un mélange avec une eau thermique du type de celle échantillonnée près de la mine El Indio. Une analyse en éléments majeurs et traces aurait été nécessaire pour valider cette hypothèse mais le seul échantillon disponible pour ce point a fui pendant le transport en avion. Comme en période de basses eaux la majorité des échantillons s'alignent sur la droite météorique, avec une légère diminution de l'excès en deutérium pour les **secteurs Colorado** et **H.A.**, certainement liée à un processus d'évaporation. Le décalage étant légèrement plus important en hautes eaux, le processus d'évaporation doit être plus intense durant cette période correspondant à l'été austral.

Il est intéressant de noter que les échantillons qui présentaient des anomalies dans leurs concentrations en éléments majeurs et traces (Affluents 3.1, 3.2, Rio 5) ne se démarquent pas des autres échantillons par leur teneur isotopique. Ceci indique que les eaux de ces torrents sont d'origine météorique et qu'elles ont acquis leurs particularités physico-chimiques durant leur transfert entre la zone de dépôt des précipitations et le site d'échantillonnage.

Les résultats d'analyse des eaux provenant de compartiments souterrains sont généralement plus appauvris que ceux provenant de compartiments superficiels. Étant donné qu'ils possèdent aussi des concentrations en éléments majeurs et traces importantes, ces eaux pourraient provenir de la recharge de compartiments souterrains en altitude, suivie d'un transfert assez long pour, permettre le marquage des eaux, avant le point d'échantillonnage.

Nom	Groupe	Altitude (m)	Compartiment	Date	$\delta^{2}D$ (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	D excess
Écoulement sommet	Tapado	5550	superficiel	févr. 11	-136,0	-19,06	16,5
Lagune sommet	Tapado	5550	superficiel	févr. 11	-134,9	-18,98	16,9
Neige sommet	Tapado	5550	Neige	févr. 11	-141,7	-19,94	18,4
Glace sommet	Tapado	5550	Glace	févr. 11	-113,9	-16,54	17,8
Pénitent 1	Tapado	4750	Glace	janv. 11	-145,8	-20,61	19,1
Pénitent 2	Tapado	4750	Glace	janv. 11	-121,6	-17,38	17,6
Front du glacier	Tapado	4750	superficiel	janv. 11	-128,1	-18,12	16,8
Torrent émissaire	Tapado	4750	superficiel	janv. 11	-120,8	-17,32	16,9
EGS	Tapado	4700	superficiel	janv. 11	-123,7	-17,33	15,0
WGS	Tapado	4670	superficiel	janv. 11	-123,4	-17,21	14,3
CGS	Tapado	4615	superficiel	déc. 11	-141,9	-19,56	14,6
				janv. 11	-145,7	-19,99	14,2
				janv. 11	-125,8	-17,41	13,6
				nov. 11	-132,9	-18,46	14,7
GFO	Tapado	4278	souterrain	déc. 11	-135,9	-18,79	14,4
				avr. 12	-125,7	-17,57	14,9
				déc. 12	-134,9	-18,61	14,0
GFO ²	Tapado	4250	souterrain	nov. 11	-139,6	-19,43	15,8
				déc. 12	-138,1	-18,80	12,3
				févr. 11	-125,1	-17,72	16,7
				nov. 11	-129,0	-17,70	12,6
Double source	Tapado	4154	souterrain	déc. 11	-132,2	-18,24	13,7
				avr. 12	-127,6	-17,62	13,4
				déc. 12	-132,0	-18,02	12,2
				janv. 11	-131,6	-17,85	11,2
Rio Kinnard	H.A.	4075	superficiel	nov. 11	-132,9	-17,81	9,6
				avr. 12	-132,8	-18,17	12,6
				déc. 12	-134,4	-18,04	10,0
Tapado-kinnard	H.A.	3981	superficiel	févr. 11	-126,7	-17,72	15,0
				nov. 11	-130,3	-17,69	11,2
				févr. 11	-135,0	-18,43	12,4
Rio Agua Negra	H.A.	3981	superficiel	nov. 11	-135,8	-18,10	9,0
				avr. 12	-137,8	-18,41	9,5
				déc. 12	-135,5	-18,05	8,9
				févr. 11	-133,8	-18,04	10,5
Petit Rio	H.A.	3982	superficiel	nov. 11	-137,7	-17,99	6,2
				avr. 12	-135,4	-18,18	10,0
				déc. 12	-136,1	-17,97	7,7
TKAG	H.A.	3981	superficiel	nov. 11	-131,5	-17,83	11,1

Tableau 6: Teneurs en isotopes stables des échantillons récoltés sur la zone supérieure entre 2011 et 2013.

Nom	Groupe	Altitude (m)	Compartiment	Date	$\delta^{2}\text{D}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	D excess
Affluent 1	Colorado	3890	superficiel	déc. 12	-138,4	-18,07	6,2
Affluent 2.1	Colorado	3840	superficiel	déc. 12	-126,4	-17,02	9,8
Affluent 3.1	Colorado	3760	souterrain	déc. 12	-132,3	-17,20	5,2
Affluent 3.2	Colorado	3760	superficiel	déc. 12	-129,9	-17,67	11,5
Rio 5	Colorado	3655	superficiel	nov. 11	-127,8	-17,02	8,4
				avr. 12	-128,1	-17,42	11,3
				déc. 12	-127,3	-16,95	8,4
Affluent 5.2 (Source)	Colorado	3371	souterrain	avr. 12	-130,8	-17,66	10,5
				déc. 12	-133,2	-17,57	7,4
				janv. 13	-132,2	-17,69	9,3
Rio 4	Colorado	3330	superficiel	nov. 11	-125,1	-16,75	8,9
				avr. 12	-126,8	-17,22	11,0
				déc. 12	-126,0	-16,85	8,8
Rio 3	Colorado	3232	superficiel	nov. 11	-122,9	-16,48	8,9
				avr. 12	-123,2	-16,58	9,4
				déc. 12	-122,9	-16,44	8,6
Rio 2	Colorado	3183	superficiel	nov. 11	-125,7	-16,80	8,7
				avr. 12	-128,2	-17,16	9,1
				déc. 12	-124,9	-16,41	6,4
Rio 1	Colorado	3178	superficiel	nov. 11	-121,3	-16,33	9,3
				avr. 12	-120,9	-16,41	10,4
				déc. 12	-120,7	-15,99	7,2
Rio Colorado	Colorado	3166	superficiel	nov. 11	-127,5	-17,12	9,5
				avr. 12	-132,6	-17,72	9,2
Rio Laguna (douane)	Laguna	2083	superficiel	déc. 11	-116,5	-15,23	5,3
				avr. 12	-116,8	-15,21	4,9
Source Thermale (El Indio)	Toro	3224	souterrain	avr. 12	-118,1	-13,07	-13,5
				déc. 11	-116,8	-12,87	-13,8
Rio Toro (El Indio)	Toro	3224	superficiel	avr. 12	-119,3	-15,64	5,8
				déc. 11	-118,0	-15,83	8,6
Curva 5 (El Indio)	Toro	2664	souterrain	mars 13	-122,0	-14,56	-5,5
Rio A (El Indio)	Toro	2220	superficiel	févr. 13	-106,9	-12,11	-10,1
Rio Toro (douane)	Toro	2088	superficiel	avr. 12	-117,8	-15,29	4,5
				déc. 11	-115,3	-15,04	5,0

Tableau 6 (suite): Teneurs en isotopes stables des échantillons récoltés sur la **zone supérieure** entre 2011 et 2013.

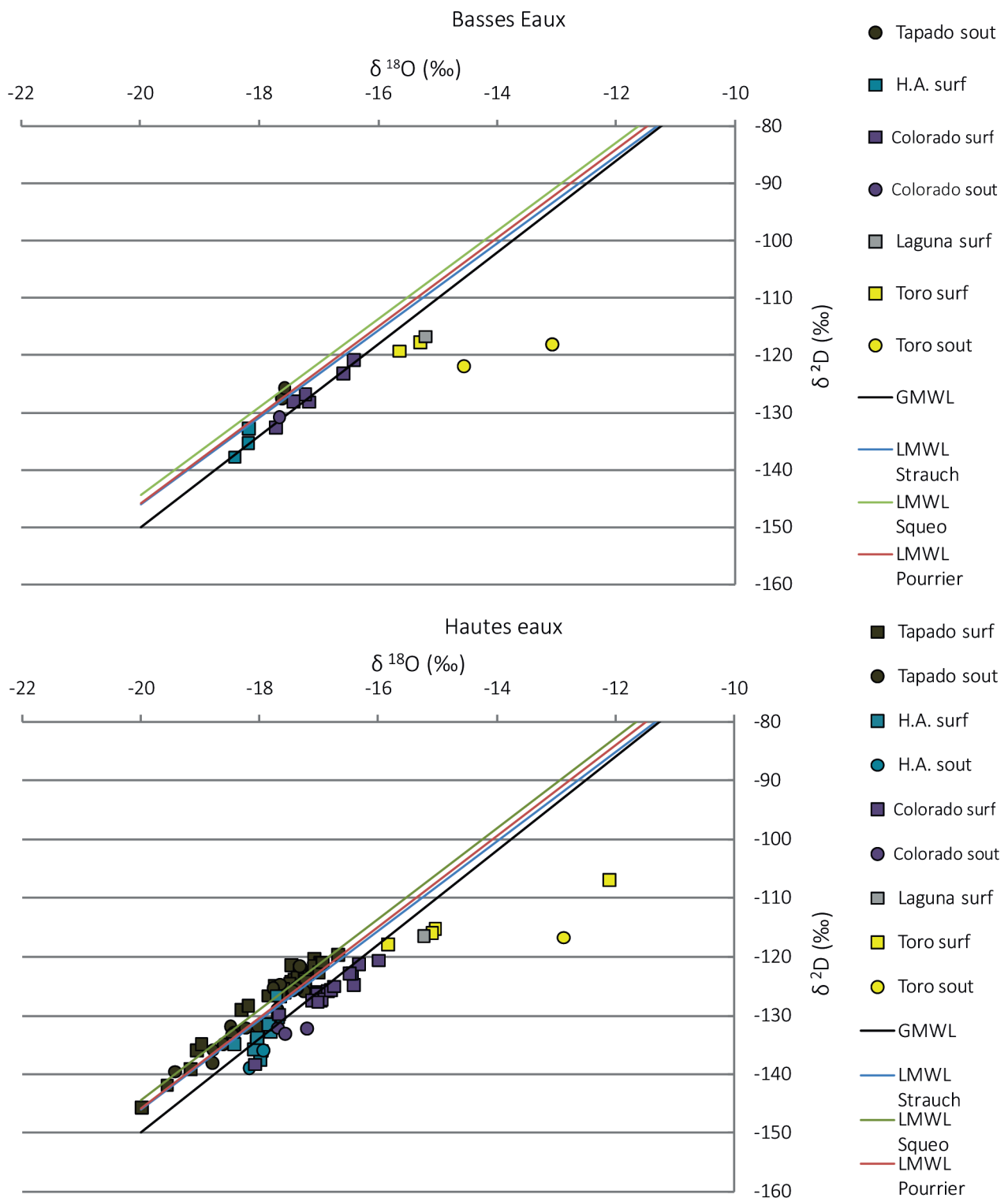


Figure 35: Teneurs isotopiques des échantillons d'eau souterraines et superficielles récoltées sur la **zone supérieure** et droites météorique locales calculées par différents auteurs. Source : Squeo et al., (2006) ; Strauch et al., (2006).

V- Fonctionnement hydrologique d'un bassin versant englacé

Le **secteur Tapado** (figure 36), situé en tête de la **zone supérieure**, intègre un complexe glaciaire très développé résultant de l'assemblage d'un glacier, d'un glacier couvert, de glaciers rocheux et de moraines. C'est la raison pour laquelle ce secteur a été sélectionné afin d'étudier précisément les modalités de production, de stockage et de transfert d'eau par les compartiments cryosphériques. Il permet également d'étudier les interactions entre ces compartiments et les compartiments hydrologiques et hydrogéologiques. Tous les détails de ce travail sont rassemblés dans l'article présenté dans la partie suivante (V.2). Des données complémentaires ont été acquises entre 2011 et 2013 sur le bassin versant du Tapado. Des données géochimiques ont également permis de préciser les modalités de production et de transfert de l'eau de fonte (V.3.1). Dans un second temps le suivi d'expériences de traçage artificiel des masses d'eau au travers du complexe glaciaire apporte quelques précisions sur le transit souterrain des masses d'eau. (V.3.3). Les résultats ainsi obtenus sur ce secteur seront considérés comme représentatifs du comportement hydrologique d'un bassin versant englacé dans les Andes semi-arides et notamment des modalités d'interactions entre les compartiments impliqués dans ce fonctionnement. Peu d'études similaires sont disponibles sur la caractérisation des interactions entre compartiments cryosphériques, hydrologiques et hydrogéologique dans cette partie des Andes. Les études disponibles considèrent généralement un seul type de compartiment (Krainer et al., 2007; Tenthorey, 1992; Trombotto et al., 1999; Whalley and Martin, 1992) ou bien tentent de caractériser la relation cryosphere-hydrosphere à l'échelle du bassin versant en s'appuyant sur des méthodes de modélisation numérique (Gascoin et al., 2010; Souvignet et al., 2010b).

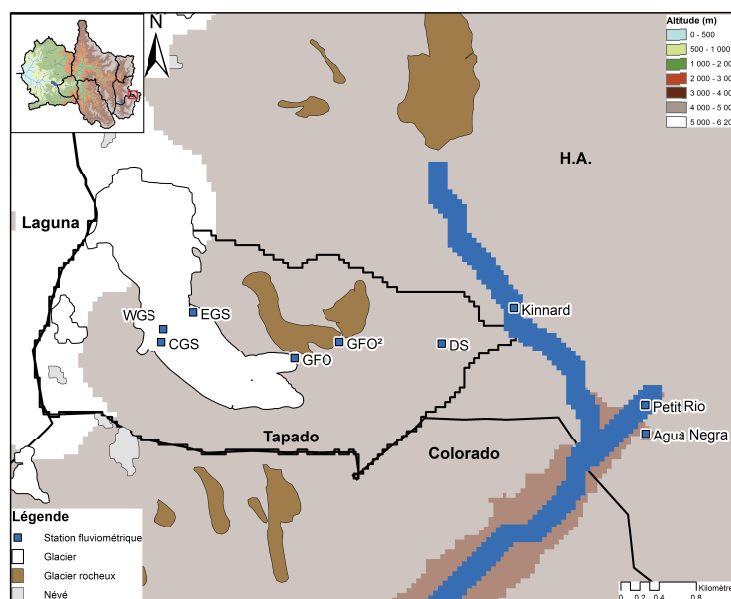


Figure 36: Localisation des sites de jaugeages par dilution chimique dans le secteur Tapado

V.1- Marquage physico-chimique des masses d'eau par les compartiments de l'hydrosystème

En croisant la classification des différents compartiments identifiés dans le bassin versant de l'Elqui (Chapitre 1 II.5) et les caractéristiques physico-chimiques (tableaux 4 et 5), il est possible de préciser le type de marquage hydrochimique des eaux en fonction du compartiment d'origine

V.1.1- Compartiments cryosphériques

Les échantillons caractéristiques des compartiments cryosphériques sont ceux récoltés dans le **secteur Tapado**, en amont de GFO et GFO². Ce type de compartiment est courant sur toute la **zone supérieure** notamment sous forme de glacier rocheux.

L'eau de fonte produite par ces compartiments est très peu chargée, avec des conductivités électriques ne dépassant pas 150 $\mu\text{S}/\text{cm}$, et son faciès chimique sera rapidement marqué par la géologie locale. Le faciès de l'eau de fonte est généralement à dominante bicarbonaté calcique, mais en période de basses eaux, les interactions avec les débris rocheux d'origine volcanique augmentent les concentrations en sulfate faisant évoluer ces masses d'eau vers un faciès sulfaté calcique. La charge en silice des eaux provenant des compartiments cryosphériques est la plus faible du bassin versant. Ces compartiments peuvent présenter des concentrations plus importantes en aluminium, bore, et baryum en conséquences des interactions avec les débris rocheux d'origine volcanique.

Les teneurs en isotopes stables de ces compartiments sont bien moins homogènes que leurs caractéristiques physico-chimiques. Ce résultat indique que les compartiments cryosphériques amortissent assez peu la variabilité des teneurs isotopiques des eaux de fonte elle même causée par la forte variabilité des teneurs isotopiques des précipitations.

Enfin, l'eau provenant de ces compartiments présente une température très basse.

V.1.2- Compartiments hydrogéologiques

V.1.2.1-Compartiment volcanique

L'échantillon considéré comme représentatif des caractéristiques du compartiment volcanique est l'affluent 5.2 (source), prélevé au niveau de la formation Pastos Blancos. Pour rappel, cette formation est constituée de rhyolites et de dacites, contenant des intercalations d'andésite.

L'eau prélevée à cette source présente un faciès sulfaté calcique, une conductivité électrique de 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$, une concentration en silice moyenne (6,2 mg/l) et des concentrations supérieures à 0,1 mg/l en bore, strontium et lithium. Par contre les concentrations en cuivre, cobalt, et manganèse sont pratiquement nulles. Les teneurs en bore et en lithium peuvent être expliquées par l'altération des micas (Edmunds et al., 1984).

Les teneurs isotopiques mesurées en sortie du compartiment volcanique dans le **secteur Colorado**

ne présentent pas de variabilité notable. Les teneurs en deutérium varient entre -130,8‰ et -133,2‰ tandis que les teneurs en oxygène 18 varient entre -17,66‰ et -17,69‰.

La température de l'eau provenant de ce compartiment ne montre pas d'anomalie thermique.

Les terrains volcaniques étant largement présents sur toute la **zone supérieure** (chapitre 1), l'influence de ce compartiment sur la chimie des eaux dans la **zone supérieure** pourrait être importante.

V.1.2.2-Compartiment plutonique

Le compartiment plutonique est plutôt représenté dans la **zone inférieure** du bassin versant (Chapitre 1). Dans toutes les études précédentes, les batholithes qui constituent ce compartiment ont été considérés comme des aquicludes agissant tels des surfaces imperméables, concentrant ainsi les flux d'eau vers les aquifères alluviaux. Constitués de roches à faible porosité et faible transmissivité ils peuvent malgré tout acquérir des propriétés hydrodynamiques plus favorables lorsque la matrice est altérée.

Aucun échantillon n'a pu être récolté pour la caractérisation du marquage physico-chimique des masses d'eau par ce compartiment. Les formations géologiques plutoniques n'étant pas présentes dans la **zone supérieure**, ce compartiment ne sera pas considéré dans ce chapitre. Il sera par contre considéré dans le chapitre 3, dans le cadre de la caractérisation des interactions avec le compartiment alluvial.

V.1.2.3-Compartiment volcanique altéré

Durant la caractérisation des propriétés physico-chimique des eaux de la **zone supérieure**, certains échantillons ont montré des anomalies dans leur pH et leurs concentrations en éléments majeurs et traces (Affluents 3.1, 3.2, Rio 5, Rio Toro, Rio Malo). Tous les détails concernant les caractéristiques physico-chimiques de ces eaux ont été présentés plus haut et ne seront donc pas répétés ici. Ces eaux ont acquis ces caractéristiques chimiques au contact des terrains volcaniques ayant subi des processus d'altération hydrothermale provoquant des dépôts de minéraux riches en sulfures, cuivre, or et arsenic (Oyarzún et al., 2013). Ces dépôts sont responsables de deux marquages chimiques distincts des eaux : le marquage « altération hydrothermale Colorado », représenté par l'échantillon affluent 3.1 et le marquage « altération hydrothermale Toro » représenté par le Rio Malo. A partir de ces deux types de marquages et des marquages naturels il est possible d'expliquer les caractéristiques chimiques des Rio 5, Rio Toro, et Affluent 3.2. Les propriétés chimiques de l'affluent 3.2 indiquent par exemple un mélange entre des eaux ayant circulé au contact des terrains volcaniques et des eaux drainant une zone d'altération hydrothermale type Toro (notamment riche en cuivre). Le Rio 5 semble être un mélange entre des eaux d'origine volcanique et des eaux drainant des zones d'altération hydrothermale de type Toro et Colorado. Enfin, le Rio Toro apparaît comme la résultante d'un mélange entre des eaux

marquées par les compartiment volcanique et des eaux drainants une zone d'altération hydrothermale de type Colorado. Ces résultats indiquent que le marquage des eaux par les zones d'altérations hydrothermales n'est pas homogène. Il reflète certainement une variabilité spatiale de la minéralisation des zones altérées.

Les teneurs isotopiques des échantillons provenant de ces zones altérées présentent des valeurs cohérentes avec celles des autres échantillons de la zone, mis à part un excès en deutérium légèrement inférieur. Ces eaux sont donc des eaux météoriques qui acquièrent une forte minéralisation au contact des dépôts hydrothermaux.

La conductivité électrique des échantillons est particulièrement importante ($> 1500 \mu\text{S}/\text{cm}$) mais leur température ne présente pas d'anomalie, écartant l'hypothèse d'une origine profonde.

V.1.2.4-Compartiment alluvial

Le compartiment alluvial est très peu développé, voire absent, dans la **zone supérieure**. Il est par contre présent dans la **zone inférieure**. Ce compartiment étant constitué de sédiments provenant de l'érosion des terrains volcaniques et plutoniques, il est difficile de caractériser le marquage chimique de ces masses d'eaux. En effet, les eaux rechargeant le compartiment alluvial peuvent par exemple présenter des caractéristiques physico-chimiques liées au marquage par le compartiment volcanique (ex : faciès sulfaté-calcique du Rio Laguna). Les données disponibles ne permettent pas de distinguer le marquage chimique (volcanique) des masses d'eau avant la recharge, de celui lié au transit dans le compartiment alluvial, également constitué de sédiments d'origine volcanique. Le marquage chimique des masses d'eau par le compartiment alluvial sera donc considéré comme inexistant en comparaison avec ceux acquis au sein des autres compartiments souterrains (volcanique et plutonique).

Tous les détails concernant les caractéristiques physico-chimiques et isotopiques des échantillons récoltés dans le compartiment alluvial sont présentées dans le chapitre 3.

V.1.2.5-Compartiment thermal

Un compartiment thermal a été identifié dans le **secteur Toro**. L'échantillon représentatif de ce dernier est celui de la Source Thermale (El Indio). Cette émergence présente une anomalie thermique avec une température de 40°C et une très forte conductivité électrique approchant $8 \text{ mS}/\text{cm}$.

Les caractéristiques chimiques et isotopiques de ce compartiment, détaillées plus haut, en font le plus particulier du bassin versant de l'Elqui. Ses teneurs en éléments majeurs et traces dépassent de loin tous les autres échantillons. De plus, ses teneurs isotopiques indiquent que le marquage de l'origine météorique de l'eau a disparu à la suite de processus d'interaction eau-roche à haute température (Strauch et al., 2009).

Les volumes d'eau produits vers la surface par la source thermique sont négligeables, avec un débit

de quelques litres par seconde. Cependant, il est probable que d'autres sites d'interactions entre les compartiments hydrologique ou hydrogéologique et le compartiment thermal existent sans avoir été identifiés.

V.1.3- Compartiment hydrologique

Comme cela a été démontré par l'analyse réalisée sur les échantillons des torrents Petit Rio et Agua Negra, les caractéristiques physico-chimiques des compartiments hydrologiques dépendent de l'origine de l'eau les alimentant. Ils peuvent être alimentés, selon les cas, par un ou plusieurs compartiments, parmi ceux décrits précédemment (cryosphérique et hydrogéologique). Par conséquent, les caractéristiques physico-chimiques des compartiments hydrologiques sont le résultat du mélange entre les eaux provenant des différents compartiments et qui présentent des caractéristiques chimiques variables (voir ci-dessus). Dans le cas des torrents Petit Rio et Agua Negra il a été possible d'identifier au moins deux composantes participant à son alimentation, le compartiment cryosphérique et le compartiment volcanique.

V.2- Glacier meltwater flow paths and storage in a geomorphologically complex glacial foreland: The case of the Tapado glacier, dry Andes of Chile (30°S)

L'interprétation des modalités de production d'eau par le glacier Tapado, et du transfert de cette eau à travers le complexe glaciaire, en aval, a fait l'objet d'une publication (Pourrier et al., 2014) dans la revue « Journal of Hydrology ». Ce travail a permis de montrer la forte corrélation entre les conditions météorologiques et la production d'eau par le glacier Tapado. La production d'eau est principalement corrélée à la température de l'air et au rayonnement net. En conséquence, elle présente une variabilité aux échelles journalière, pluri-journalière et saisonnière. L'eau de fonte transite ensuite à travers un complexe glaciaire constitué d'un assemblage entre un glacier couvert, deux glaciers rocheux et quelques moraines avant de refaire surface. Le transit de l'eau à travers ce complexe glaciaire a pour effet d'amortir la variabilité de la production d'eau observée au front du glacier. L'analyse détaillée des chroniques de hauteur d'eau des torrents en entrée et en sortie du complexe glaciaire a permis de démontrer l'existence d'un double système de drainage. Une partie des écoulements transite de façon rapide et concentrée à travers un réseau thermokarstique, tandis que l'autre partie s'écoule de façon lente et diffuse à travers un milieu constitué de débris rocheux cimentés par un contenu variable en glace. Une étude GPR (Ground Penetrating Radar) réalisée par (Monnier et al., 2014) a permis d'obtenir des illustrations détaillées de l'hétérogénéité de la structure interne du complexe glaciaire. A l'échelle saisonnière il a été démontré que le complexe glaciaire joue le rôle d'un réservoir stockant une partie de la production d'eau de fonte par le glacier en période de hautes eaux, puis drainant son contenu en période de basses eaux. Le bassin versant du Tapado joue ainsi un rôle important dans la production d'eau, vers l'aval, avec une production spécifique très élevée et, dans le transfert de cette eau à l'échelle de la **zone supérieure** grâce à la régulation de la distribution de l'eau au cours de la saison de fonte.



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Hydrology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jhydrol

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. Pourrier^{a,b,*}, H. Jourde^a, C. Kinnard^{c,1}, S. Gascoin^d, S. Monnier^{e,1}^a UM2 – Hydrosiences Montpellier, Place E. Bataillon, 34395 Montpellier Cedex 5, France^b Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas, Raúl Bitran s/n, Colina El Pino, La Serena, Chile^c Département des sciences de l'environnement, Université du Québec à Trois-Rivières, 3351, boul. des Forges, C.P. 500, Trois-Rivières, Québec G9A 5H7, Canada^d CESBIO, 18 av. E. Belin, bpi 2801, 31401 Toulouse Cedex 9, France^e Instituto de Geografía, Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, Chile

ARTICLE INFO

Article history:

Received 13 November 2013

Received in revised form 4 July 2014

Accepted 9 August 2014

Available online 20 August 2014

This manuscript was handled by Konstantine P. Georgakakos, Editor-in-Chief, with the assistance of Kun Yang, Associate Editor

Keywords:

Cryosphere hydrology

Debris-covered glacier

Rock glacier

Thermokarst

Water transfers

Semiarid Andes

SUMMARY

The Tapado catchment is located in the upper Elqui river basin (4000–5550 m) in northern Chile. It comprises the Tapado glacial complex, which is an assemblage of the Tapado glacier and the glacial foreland (debris-covered glacier, rock glacier, and moraines). Although the hydrological functioning of this catchment is poorly known, it is assumed to actively supply water to the lower semi-arid areas of the Elqui river basin. To improve our knowledge of the interactions and water transfers between the cryospheric compartment (glacier, debris-covered glacier, and rock glacier) and the hydrological compartment (aquifers, streams), the results of monitoring of meteorological conditions, as well as discharge, conductivity and temperature of streams and springs located in the Tapado catchment were analyzed. The hydrological results are compared to results inferred from a ground penetrating radar (GPR) survey of the underground structure of the glacial foreland. Water production from the Tapado glacier was shown to be highly correlated with daily and monthly weather conditions, particularly solar radiation and temperature. The resulting daily and monthly streamflow cycles were buffered by the glacial foreland, where underground transfers took place through complex flow paths. However, the development of a thermokarst drainage network in a portion of the glacial foreland enabled rapid concentrated water transfers that reduced the buffer effect. The glacial foreland was shown to act as a reservoir, storing water during high melt periods and supplying water to downstream compartments during low melt periods. GPR observations revealed the heterogeneity of the internal structure of the glacial foreland, which is composed of a mixture of ice and rock debris mixture, with variable spatial ice content, including massive ice lenses. This heterogeneity may explain the abovementioned hydrological behaviors. Finally, calculation of a partial hydrological budget confirmed the importance of the Tapado catchment in supplying water to lower areas of the Elqui river basin. Water production from, and transfer through, cryospheric compartments, and its subsequent interactions with hydrological compartments are key processes driving the summer water supply from the Tapado catchment.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

In mountainous arid and semi-arid regions, the cryosphere may play a fundamental role in the hydrological cycle, especially when

* Corresponding author at: UM2 – Hydrosiences Montpellier, Place E. Bataillon, 34395 Montpellier Cedex 5, France.

E-mail addresses: jonathan.pourrier@univ-montp2.fr (J. Pourrier), herve.jourde@univ-montp2.fr (H. Jourde), christophe.kinnard@ceaza.cl, christophe.kinnard@uqtr.ca (C. Kinnard), simon.gascoin@cesbio.cnes.fr (S. Gascoin), sebastien.monnier@ceaza.cl, sebastien.monnier.ucv@gmail.com (S. Monnier).

¹ Formerly at the Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas, Raúl Bitran s/n, Colina El Pino, La Serena, Chile.

such regions are exposed to strong natural variability in their rainfall regimes and are faced with growing economic demand for water. Typical features of mountain cryosphere include glaciers, seasonal snow, and permafrost (especially rock glaciers). The term *glacier* refers to perennial masses of ice, and possibly firn and snow that form on the land surface by the recrystallization of snow or other forms of solid precipitation (Cogley et al., 2011); the term *rock glacier* refers to tongues of rock debris exhibiting typical viscous flow morphology with ice–rock mixtures in their inner part, that move downslope in permafrost conditions, (Berthling, 2011).

In semi-arid Chile, between 30° and 34°S, where catchments generally have their headwaters in the high Andes, El Niño/La

Niña oscillations have a strong influence on the water cycle (Garreaud, 2009; Montecinos et al., 2000). Agriculture and mining are the two main economic sectors in the region representing constant and competing needs for water (Oyarzún and Oyarzún, 2011). The prospect of increased drought due to climate change makes this area especially vulnerable to climate variability (Falvey and Garreaud, 2009). In this climatic and socio-economic context, a better understanding of the influence of the cryosphere on the production and transfer of freshwater in catchments is a scientific priority. Seasonal snow is known to be the main source of streamflow (Favier et al., 2009) and aquifers (Jourde et al., 2012), but glaciers and permafrost may also contribute to streamflow and aquifer recharge, especially in dry years (Favier et al., 2009; Gascoin et al., 2011; Milana and Güell, 2008; Rabatel et al., 2011; Schrott, 1998). However, the exact hydrological contribution of glaciers and permafrost, as well as the hydrological interactions between the different components of the cryosphere, the aquifers, and the surface streams, are still poorly understood (Perucca and Esper Angillieri, 2011).

A degree of complexity is added in this region since ice-rich permafrost features, whose major representatives are rock glaciers, are the most important components of the cryosphere in terms of spatial extent, excluding the seasonal snowpack (Azócar and Brenning, 2010; Brenning, 2005a,b; Schröder, 2001; Trombotto et al., 1999). Between latitudes 29° and 32° S in Chile, rock glaciers cover a four times larger surface area than that occupied by glaciers, and, depending on their ice content, may consequently represent a bigger reserve of frozen water than glaciers, (Azócar and Brenning, 2010). Whereas glacier–permafrost interactions have been intensely studied from a geomorphological point of view (Bodin et al., 2010; Haeberli, 2005; Kneisel and Kääb, 2007; Monnier et al., 2011; Ribolini et al., 2007; Trombotto and Borzotta, 2009), the issue of their hydrology and to an even greater extent, their hydrological contribution to watershed streamflow is comparatively unexplored and poorly understood. The conceptual view is that rock glaciers are capable of both long term storage of frozen water and seasonal storage of meltwater. Their seasonal storage and release capacity is governed by the infiltration and circulation of water inside the rock glacier (Burger et al., 1999; Giardino et al., 1992; Williams et al., 2006). Their internal structure is one of the most widely studied but paradoxically misunderstood aspect of rock glaciers, which has been at the origin of several debates (Barsch, 1996; Berthling, 2011; Whalley and Martin, 1992). The typical structure of rock glaciers comprises: (i) a superficial active layer composed of coarse-grained debris with voids full of air or water and with a typical thickness of 0–5 m containing (ii) a mixture of ice and rock, in permafrost conditions, whose ice content generally ranges from 50% to 90% (Haeberli et al., 2006), (iii) often a sediment layer at the base of the permafrost, composed of coarse grained ice-free debris, which is frequently saturated by water (Barsch, 1996; Croce and Milana, 2002; Haeberli, 1985; Haeberli et al., 1992). Rock glaciers differ from *debris-covered glaciers*, the latter being covered with a thin and generally discontinuous debris mantle. Debris-covered glaciers do not have the viscous flow morphology that is typical of rock glaciers, and do not require permafrost for their development (Takeuchi et al., 2000).

At a comparable spatial scale, the amount of water produced seasonally by the melting of underground ice in a rock glacier is significantly lower than water originating from glacier melting (Krainer and Mostler, 2002). Theoretically, as is true of any permafrost body, an active rock glacier in equilibrium with the current climate does not contribute meltwater to the catchment other than the seasonal melting of its active layer, which is commonly dry and block filled. Previous studies have shown that the seasonal outflow of water from rock glaciers mainly results from the infiltration of water originating from the melting of surrounding snow and/or

glaciers, with only a minor contribution from the melting of internal ice (Croce and Milana, 2002; Krainer and Mostler, 2002; Krainer et al., 2007). In semi-arid and sparsely glacierized areas, active rock glaciers almost never have a spring at or near their front, which tends to corroborate their limited contribution. However at decadal and longer time scales, due to climate warming, rock glaciers are no longer in equilibrium with the climate, melting of the inner cores of rock glaciers may represent an increasing hydrological contribution to downstream areas (Thies et al., 2013). Due to the presence of boulder material, surface runoff from rock glaciers is almost non-existent, as the water drains underground within the landform (Corte, 1976), and especially at the permafrost table (a few meters below the surface). Tenthorey (1992, 1994) summarized the functioning of the internal drainage system of rock glaciers under three types of transfers. The first is rapid and superficial, and occurs above the permafrost layer when the daily mean air temperature is above zero. In spring and fall, the drop in air temperature may decrease melting of glaciers or of the seasonal snow cover that supplies these superficial transfers. The restricted quantity of meltwater is assumed to mainly refreeze, thereby supporting the development of the rock glacier. The second type of transfer is slow and interstitial and occurs in rock glaciers with low ice content, with water transiting through the debris between the surface and the bedrock. This sub-formation flow is the slowest and the most constant. The meltwater reaches the base of the rock glacier and circulates slowly at the interface between the bedrock and the rock glacier. The flow paths have been shown to be very similar, that is superficial, internal and basal, in the case of debris-covered glaciers and glaciers. The difference lies in the composition of the internal layer which, in glaciers, is massive ice rather than a heterogeneous mixture of ice and rock debris. The hydrology of debris-covered glaciers is assumed to be similar to that of glaciers, with the rapid transfer of meltwater via supra-glacial or en-glacial drainage networks, and delayed transfer by sub-glacial drainage networks (Benn and Evans, 2010). Fractures are the only way for superficial flow to percolate through the ice and reach the glacier bed, where it becomes sub-glacial flow (Bhatt et al., 2000). Concentrated flows inside a debris-covered glacier may lead to the development of a thermokarst drainage network that allows the rapid concentrated transfer of water downstream (Benn et al., 2012).

Mountain cryosphere is highly sensitivity to climate change (Gascoin et al., 2011). Climate change may profoundly affect the structure, and hence the hydrological property of the cryospheric features. In addition, although difficult to assess, previous studies suggest that water flowing through a rock glacier affects their structural evolution in many ways (Giardino, 1983; Haeberli, 1985; Harris and Corte, 1992). Any changes in the structure of the cryospheric compartments will affect water transfers and have direct consequences for the sustainability of the water supply from high altitude catchments including complex glacial systems (glacier and glacial foreland).

In this paper, we focus on a small, high-elevation, glacierized catchment located in the upper part of the Elqui river basin in the semi-arid Andes of Chile (9 km², 30°S, 4080–5550 m a.s.l.). This catchment comprises a mountain glacier (Glacier Tapado, 1.26 km²), a debris-covered glacier, connected rock glacier tongues, and moraines. This assemblage of landforms is common in the dry Andes, but has rarely been the subject of hydrological studies. Using hydro-meteorological records collected over a three-month period in summer 2010–2011 as well as ground penetrating radar (GPR) surveys, we characterized the key hydrological processes at play in the melt season. To the authors' knowledge, this study is the first attempt to characterize the production, underground storage, and transfer of water in the high-elevation areas of the semi-arid Andes.

The rest of the paper is organized as follows. The first section (Study area), presents the context of the study from the Elqui river basin scale to the Tapado catchment scale. The Material and methods section describes the different measurements used with their particularities and limitations. In the Results and Discussion section, we describe the relation between meteorological conditions and glacier melt processes. Water flows through the glacial foreland are analyzed and compared with the internal structure of the glacial foreland revealed by the ground-penetrating radar (Daniels, 2004; Jol, 2008; Kneisel et al., 2008) surveys conducted by Monnier et al. (2014). A conceptual model of the main hydrological processes within the Tapado catchment is presented. We calculate a partial hydrological budget to quantify the contribution of the Tapado catchment to the Colorado catchment.

2. Study area

The Elqui river basin (9700 km², Fig. 1a, a'), is one of the three main watersheds in the Coquimbo region (Chile). It lies between latitudes 29°27'S and 30°34'S and longitudes 71°22'W and 69°52'W, and runs between the Pacific coast and the summit ridge of the Andes, which exceeds 6000 m a.s.l. in some places. It is characterized by a semi-arid climate (Kalthoff et al., 2006) with marked seasonal and interannual variability in precipitation (Bourgin et al., 2012; Chaffaut et al., 1998; Gascoin et al., 2011). Most precipitation (80%) is concentrated in the three austral winter months (June–August) (Bourgin et al., 2012). Recent studies have shown that the dry Andes are currently warming (Falvey and Garreaud, 2009) and that precipitation may decrease or remain stable in the future (Fiebig-Wittmaack et al., 2011).

The upper Elqui river basin plays an important role in supplying water to the lower catchment and lowland cultivated areas. In particular, the cryosphere supports superficial streams during the dry seasons and drought periods (Brown, 2002; Casassa et al., 2009; Strauch et al., 2006), although this support may also come from groundwater (Jourde et al., 2012; Strauch et al., 2006). As an illustration of the contribution of cryosphere water in the Elqui river basin, this paper focuses on the Tapado catchment, located in the

Colorado catchment at the head of the Elqui river basin (Figs. 1b and 2). The main stream of the Colorado catchment (512 km²), the Río Colorado, supplies the artificial La Laguna reservoir at the outlet of the Colorado catchment (3150 m a.s.l., Fig. 1b). Discharge is measured continuously at the reservoir outlet by the Chilean Water Directorate (*Dirección General de Agua*, DGA), but only a few intermittent discharge data are available upstream from the La Laguna dam, so that the hydrological characteristics of the Río Colorado are poorly known.

The Tapado catchment, which lies between 4080 and 5536 m a.s.l. includes the Cerro Tapado which is capped by the largest (1.26 km²) glacier of the Elqui river basin, while the highest summits of the region (Cerro Olivares, 6252 m a.s.l., and Cerro Las Tortólas, 6160 m a.s.l.) are free of glaciers. Kull et al. (2002) and Ginot et al. (2006) suggested that the Tapado glacier exists due to local conditions such as excess precipitation, snow redistribution by wind and topo-climate. The south facing glacier hangs on the slopes of a large, glacially-shaped amphitheatre that constitutes the geomorphological context (Fig. 2). The upper part of the Tapado glacier extends beyond the catchment limits, and a small portion of the glacier-derived meltwater may thus flow out of the catchment, but eventually reaches the Río Colorado through another valley (Figs. 1b and 2). However ablation on the summit dome is dominated by sublimation so that meltwater runoff is assumed to be very limited there (Ginot et al., 2006).

The local geology mainly comprises dacitic and rhyolitic materials originating from both Upper Paleozoic–Lower Trias (so-called *Pastos Blancos* formation) and Upper Oligocene–Lower Miocene (so-called *Doña Ana* formation) periods. A north to south-oriented fault, named the Río Colorado fault, crosses the study area (Fig. 2). Very few studies have been conducted on the local geology so that the hydrological properties of the bedrock are not known (Mpodozis and Cornejo, 1988; Strauch et al., 2006). The main aquifers of the Tapado catchment appear to be associated with the glacial foreland (see below) and with fluvio-glacial deposits.

The climate of the Tapado catchment area is cold and semi-arid, with high incoming solar radiation (Kull et al., 2002). Precipitation from westerly circulation, concentrated in austral winter, occur almost exclusively as snow. Episodic easterly rainfall events may

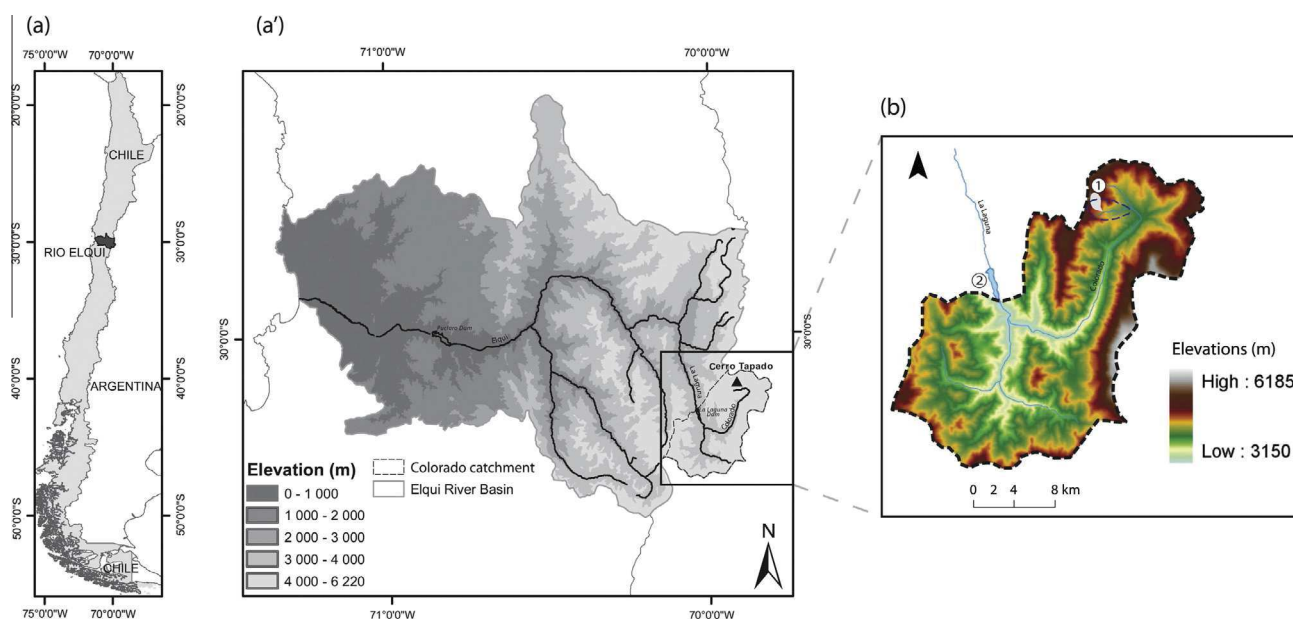


Fig. 1. a, a': Location of the Elqui river basin and the Colorado catchment, with topography, hydrographic network and the position of Cerro Tapado, b: Details of the Colorado catchment with topography and hydrographic network. ① Tapado glacier in the Tapado catchment (Blue dashes); ② La Laguna dam where the station AWS-Lag is located. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

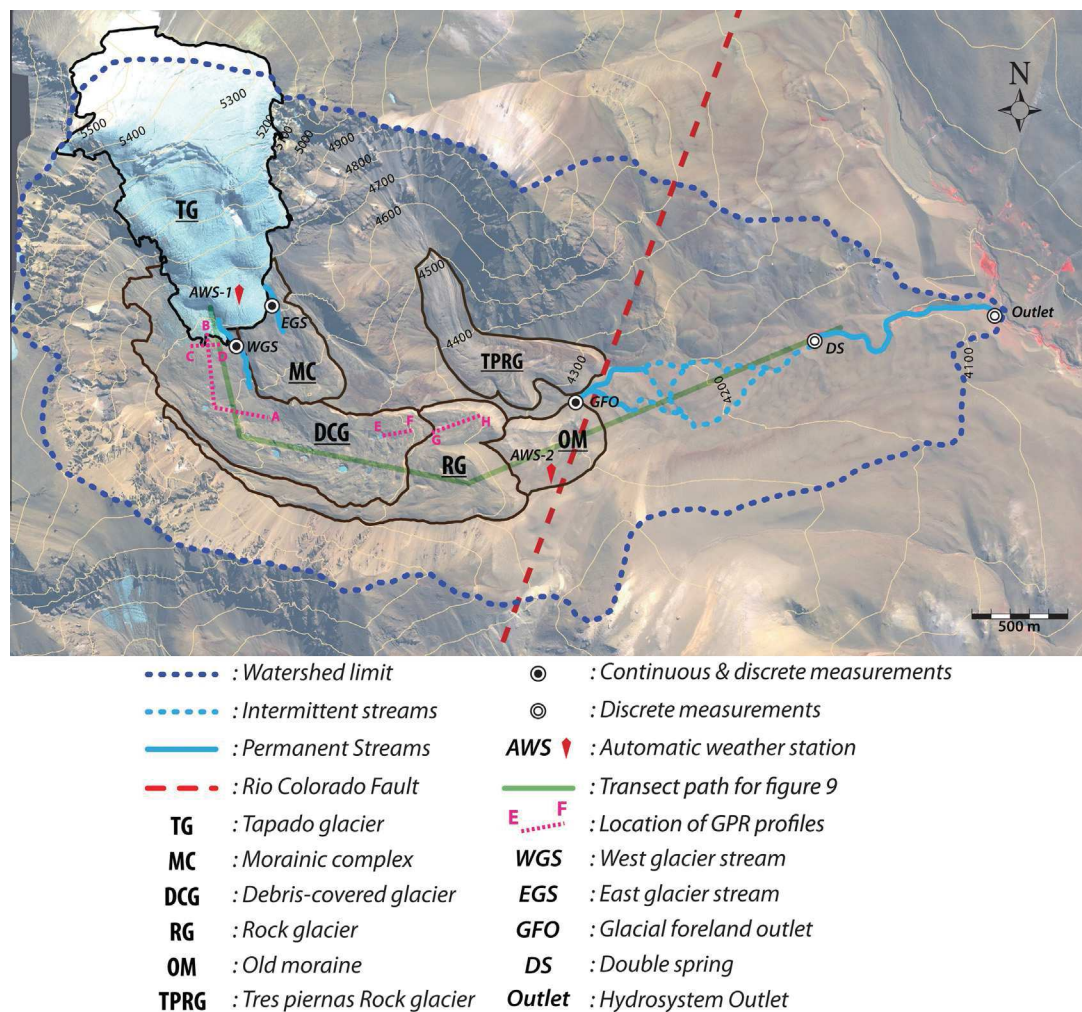


Fig. 2. The Tapado catchment with identification and delimitation of the cryospheric and hydrological compartments, and the location of the experiments. Based on a 2010 GeoEye orthorectified image.

occur in summer, during the so-called Altiplanic winter. The mean annual precipitation for the period 1960–2011 was 163 mm of water equivalent (w.e.) at La Laguna weather station (3200 m a.s.l.) with a range of variation between 21 mm and 485 mm concentrated in winter. At the summit of the Tapado glacier, [Ginot et al. \(2006\)](#) estimated a mean annual snow accumulation of 539 mm.w.e. between 1962 and 1999. The last El Niño episode (with an increase in temperature, humidity and precipitations) occurred in 2009–2010 and was followed by a strong La Niña episode (with a decrease in temperature, humidity and precipitation) between June 2010 and April 2011. The data presented in this paper were recorded towards the end of this La Niña episode.

In the study catchment, water flows through the Tapado glacier, and then through the glacial foreland ([Fig. 2](#)). The Tapado glacier extends between 5536 and 4650 m a.s.l. Its upper part is domed (~5536–5300 m a.s.l.), a median and steep part with seracs (~5300–5000 m a.s.l.), and a lower part with an overall decreasing slope and penitentes during the ablation season (~5000–4700 m a.s.l.). Two glacial streams flow out of the Tapado glacier, one from the west side and the other from the east side of the glacier snout ([Fig. 2](#)). These glacial streams are referred to as West Glacier Stream (WGS) and East Glacier Stream (EGS), respectively in the remainder of this paper.

In addition to the supra-glacial flow of meltwater supplying EGS and WGS, an artesian spring located on the eastern part of the glacial snout also supplies EGS.

Between February and April, both WGS and EGS flow a dozen meters along the surface of the morainic and debris-covered glacier materials before infiltrating below the surface. Thereafter, the water flows underground through the glacial foreland.

The glacial foreland is a complex landform combining a morainic, debris-covered glacier, and rock glacier features ([Fig. 2](#)). There is a morainic complex at the front of the glacier to the north-east (~4650–4550 m a.s.l.), and a debris-covered glacier to the south-west. The features of the latter (~4750–4460 m a.s.l.) are typical of debris-covered glaciers including thermokarst depressions and ponds, massive ice exposures, and closed cracks. Field observations showed that these thermokarst depressions are associated with the presence of a supra-glacial or en-glacial drainage network ([Benn et al., 2012](#)). The debris-covered glacier ends with a marked, 10–20-meter high front overriding a rock glacier. The rock glacier (~4460–4330 m a.s.l.) is characterized by a rather organized porridge-like ridge network and by the prominence of the steep frontal and lateral margins (up to 80–90 m in height) that override an older morainic complex. This last component of the glacial foreland ends at 4250 m a.s.l., it has prominent outer narrow-edge crests and inner smaller crests that recall terminal moraine constructions. Downslope from the glacial foreland, the geomorphology is composed of decayed, eroded glacial, fluvioglacial, and periglacial deposits ([Maksaev et al., 1984](#); [Mpodozis and Cornejo, 1988](#)). [Monnier et al. \(2014\)](#) explored the structure and genesis of the glacial foreland. One of their main conclusions was that the foreland

should be considered as a landform assemblage in which the different units (from top to bottom: debris-covered glacier, rock glacier, older moraine) lean against or overlap one another, as the result of a construction in several stages separated by temporal and geomorphological hiatus. They tentatively attributed the lower moraine to the late Holocene, the rock glaciers to a dry period at A.D. 800–1250, and the lower end of the debris-covered glaciers to the Little Ice Age (LIA).

At the lowermost limit of the frontal, older moraine – referred to as the glacial foreland outlet (GFO, 4260 m a.s.l.) – water flows over the surface for a distance of ~100 m before again sinking belowground. The superficial flow re-emerges permanently further downstream (4170 m a.s.l.), supplied by two springs that run parallel to one another three meters apart, hereafter referred to as double spring (DS), which drain to the outlet of the catchment at 4,080 m a.s.l. to the east (Fig. 2).

3. Materials and methods

3.1. Meteorological data

Meteorological data were recorded at three locations: (i) on the lower Tapado glacier tongue (AWS 1), (ii) on the lower, old moraine (AWS 2) and (iii) at the La Laguna dam (AWS-Lag, Figs. 1b and 2). Table 1 lists the recorded data and the sensor used, with their respective accuracy and measurement locations.

3.2. Hydrological measurements

Hydrological measurements are notoriously difficult to conduct in high altitude mountainous environments, in a glacial context where meltwater streams are energetic, highly variable and shifting. Consequently, the rating curves based on variations in stream level and intermittent discharge measurements may be subject to significant uncertainty. As this study aims to understand the water transfers between the different compartments of the catchment, we relied primarily on water level records rather than on discharge values. The discharge data were used to provide a preliminary evaluation of the hydrological budget of the Tapado catchment, and the accompanying uncertainties are explained in detail below.

Hydrological measurements were performed at four locations in the Tapado catchment and at the inlet of La Laguna dam (Table 2). Electrical conductivity, temperature and water level were recorded every 10 min from February to April, using a conductivity temperature depth (CTD) probe. CTD probes have an accuracy of $\pm 0.05\%$ for water level, $\pm 0.2^\circ\text{C}$ for temperature, and $\pm 1\%$ for electrical conductivity. Salt dilution and current meter discharge gauging were performed during the first week of February. The monitoring of water levels at the WGS and EGS was complicated due to the glacial and high altitude context. The turbulent character of the torrential regime affected the accuracy of water level measurements. The intensity of the glacial streams and the creep of the debris on the foreland may shift the stream away from

the measurement point. The high porosity of the stream bed sediments combined with occasional freezing of the shallow water near the sensor affected the accuracy of water level measurements. Indeed, the high porosity of the sediment can favor subsurface flows that are not recorded by the probe, while freezing of the water may isolate the probe from the streamflow or generate artificial increases in pressure when ice forms around the membrane of the pressure sensor. To reduce these effects, data collected continuously by the CTD probes were processed in four steps: (i) water levels were corrected for barometric variations; (ii) concurrent water temperature $< 0^\circ\text{C}$ and conductivity $< 10\ \mu\text{S}/\text{cm}$ were considered to reflect sensor freezing, and in this case the water level was set to zero; (iii) values below or above the mean $\pm 3\sigma$, were defined as water level and conductivity outliers and removed ($< 0.8\%$ of each data set) and then interpolated linearly from neighboring values; (iv) the water level was corrected to a reference level (0 cm H_2O) corresponding to the no-flow conditions recorded during field visits, and all remaining negative values were set to zero. Salt dilution gauging was performed using a CTD probe which recorded variations in the electrical specific conductivity, caused by the instantaneous injection of a known mass of salt (0.1 kg of NaCl) solution into the stream, at a one-second time step. The breakthrough curves were checked at the beginning of the field experiments to make sure the maximum flow velocities were not too high for the instantaneous injection method used with a one-second measurement time step. Errors in the measured discharge linked with the chemical dilution method are hard to evaluate, as it would require several simultaneous complementary measurements to characterize the geometry of the tracer plume. We thus relied on previous error estimates using this method, which reached $\pm 10\%$ (Butterworth et al., 2000; Day, 1977, 1976; Moore, 2005). Flow velocity gauging was performed with a Valeport model 801 electromagnetic current meter equipped with a flat type sensor. Errors in the flow velocity measurement is the sum of the relative error of $\pm 0.5\%$ of the measured speed and of an absolute error of $\pm 5\ \text{mm}/\text{s}$. Additional uncertainties related, for example, to the position of the sensor in the stream or to misgauging flow in coarse hyporheic sediments, are hard to evaluate. Based on the method proposed by Herschy (2002), we determined that the uncertainty on the current meter gauging was about $\pm 5\%$. It is generally accepted that a good current meter gauging has uncertainty ranging from 3% to 6% and that a bad current meter gauging has a maximum uncertainty of 20% (Sauer and Meyer, 1992). In order to include all the sources of uncertainty described above, we considered a total error on discharge measurement of $\pm 10\%$.

Fig. 3 shows the relations between water level and discharge measured at WGS, EGS and GFO. The data were fitted with a linear function for EGS and GFO, and with a power function for WGS using the least square method. The linear functions were forced through the origin (0, 0) since a zero water level corresponds to zero discharge. Due to the abovementioned measurement problems, the quality of the calculated relation depends on the configuration of the measurement site. The best fit was found at WGS,

Table 1
Sensors used at the three meteorological stations located in the Tapado or the Colorado catchment.

Location	Altitude m a.s.l.	Data	Sensor	Precision
La Laguna ^a (AWS-Lag)	3130	Rain & snow precipitation	Manual measurements (snow height) Daily manual weighting of precipitation bucket (total precipitation)	Unknown (estimated at 10%)
Old moraine ^b (AWS-2)	4300	Snow height	Campbell Sci.SR50A	$\pm 0.4\%$
Tapado glacier ^b (AWS-1)	4770	Net radiation	CS-300	$\pm 5\%$ daily totals
		Air temperature	Vaisala HMP 45	$\pm 0.2^\circ\text{C}$ at 20°C ($\pm 0.5^\circ\text{C}$ at -40°C)
		Relative humidity	Vaisala HMP 45	$\pm 2\%$ (0–90%) $\pm 3\%$ (90–100%)

^a Junta de Vigilancia del Río Elqui station.

^b CEAZA station.

Table 2

Details of the experiments performed at the five measurement sites in the Tapado catchment in 2011.

Location	Altitude m a.s.l.	Electrical conductivity	Temperature	Water level	Salt dilution gauging	Current meter gauging
West Glacier Stream (WGS)	4630	January 28–April 19	January 28–April 19	January 28–April 19	January 27 to 29	
East Glacier Stream (EGS)	4700	January 28–April 19	January 28–April 19	January 28–April 19	January 26 to 29	
Glacial Foreland Outlet (GFO)	4260	January 28–April 19	January 28–April 19	January 28–Apr 19	January 30	
Double Spring (DS)	4170				January 31	January 31
Laguna Dam inlet	3170					February 02

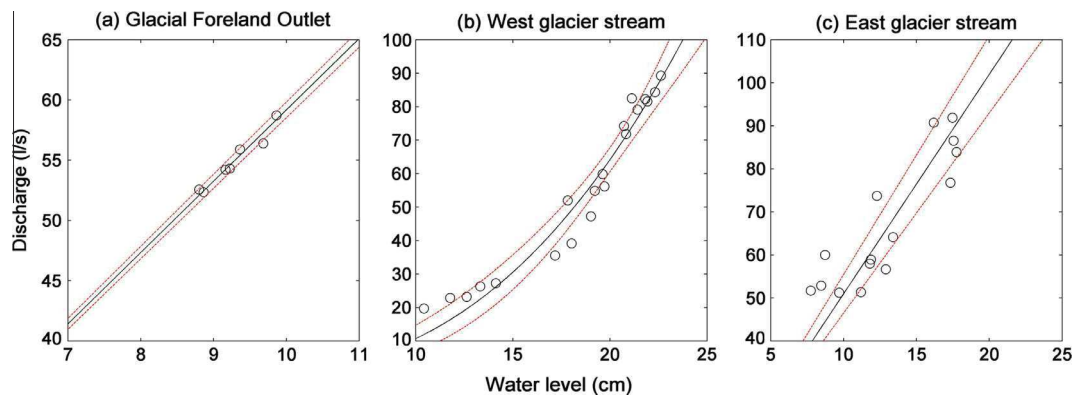


Fig. 3. Relation between measured discharge and water level at the three continuous water level measurements points: WGS, EGS and GFO. White dots represent discrete measurements of salt dilution, the black line shows the relation between the water level and discharge, red dashed lines represent the prediction interval of the fitting. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

because the streambed was well defined and remained stable over time, and the stream presented a wide range of variations in discharge and water level. Fits were less good at EGS and GFO. At the EGS gauging site, the distance between the injection and the measurement point was close to the minimum distance that ensures adequate mixing of the solution with the stream. As a consequence, some measurements presented higher uncertainty due to incomplete mixing of the solution. This increase in uncertainty explains the dispersion of the measured discharge around the fit presented in Fig. 3. At GFO, the range of measured discharge and water level variations was limited, which increased the uncertainty on extrapolated values. It was complicated to calculate robust uncertainties on discharge values from the rating curves because of the various unknowns on the gauging methods and the varying quality of the fit between water levels and measured discharges. The precision of discharge determined using the prediction interval of each fit indicated that the error reaches $\pm 30\%$ over the study period. The error on determined discharge increased from February to April as glacial streams water level decrease, and move away from the range of gauged water levels. These errors are relatively high, and so in most of the paper, we chose to use water level data to understand water transfers in the catchment. However, we did use the calculated discharge data to compute a partial hydrological budget for the glacial foreland and for the catchment, as even with high uncertainty, this kind of information is seriously lacking in this region and even rough estimates, with corresponding error bounds, are pertinent. In order to consider results with the minimum uncertainties: (i) the partial hydrological budget for the glacial foreland was determined at the weekly time scale from January 29 to March 12, while the daily peak of streams water level remains within the range of gauged discharges, making the maximum error on discharge remaining under $\pm 15\%$, (ii) The partial hydrological budget for the catchment was determined at the daily scale, based on both, measurements realized in February 2 with an error of $\pm 10\%$ on discharge and calculation of discharge based on

rating curves. Bearing in mind the difficulty involved in conducting good hydrological measurements in a high-mountain, glacial context, the hydrological budget should be interpreted with caution.

4. Results and discussion

4.1. Water production from the Tapado glacier

4.1.1. Dynamics of the glacier meltwater production

The main meteorological variables recorded in the Tapado catchment and at La Laguna Dam between February and April 2011 are shown in Fig. 4. Net radiation, air temperature and relative humidity decreased over this period as it was the end of the austral summer (Fig. 4). In addition, both the incoming and net radiation daily mean showed seven episodes of marked decreases (three in February, two in March and two in April), concomitant with decreases in daily mean temperature and increases in relative humidity. These sudden variations reflect meteorological perturbations, three associated with a snowfall event and one with rainfall (recorded by the La Laguna station rain gauge).

Air temperature and net solar radiation are usually correlated with snow and ice melt, because both variables include a large fraction of the surface energy balance (Hock, 2005). Fig. 5 shows the relationship between the daily mean air temperature (T), net radiation (SW^*) and water level at the glacial streams EGS and WGS. For each glacial stream, the correlation of T and SW^* with water levels was calculated for different time lags to identify possible delays between glacier melt and streamflow response. In February, the water level at WGS was mainly closely correlated with air temperature ($R^2 = 0.78$) and net radiation ($R^2 = 0.68$), with no time lag. At EGS, the correlation between water level, air temperature ($R^2 = 0.50$) and net radiation ($R^2 = 0.58$) decreased and peaked after a delay of two days (i.e. the water level rose two days after the

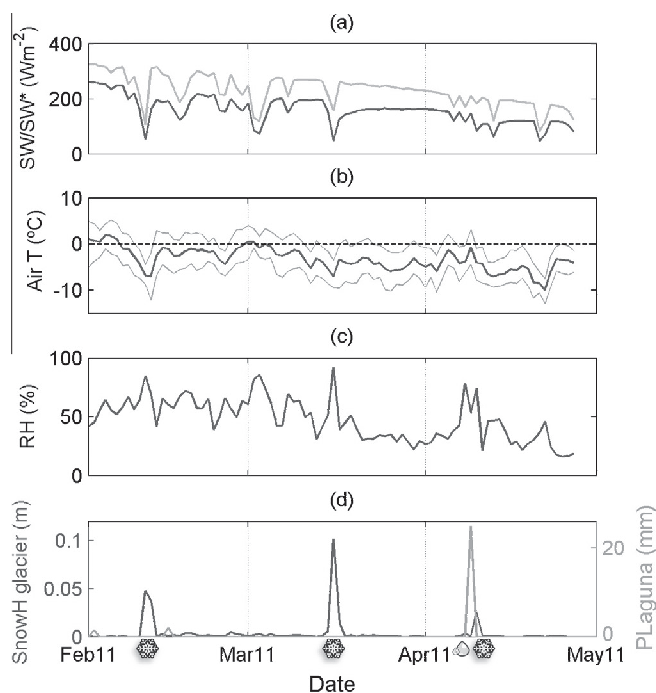


Fig. 4. Meteorological conditions recorded during the study period: (a) daily means of incoming (gray line) and net (black line) solar radiation at AWS-1; (b) daily mean (black) and minimum and maximum (gray) air temperature at AWS-1; (c) daily mean relative humidity at AWS-1; (d) Snow height on the rock glacier (AWS-2, black, left axis) and total daily precipitation at La Laguna dam (gray, right axis).

increase in T and SW^*). The time lag at EGS disappeared in March and April, suggesting that EGS water production responds faster to meteorological variations than in February.

The water level time series at WGS and EGS (Fig. 6) show variability at daily to monthly time scales consistent with meteorological conditions. Fig. 7 shows that (i) maximum discharge occurred between 2 pm and 3 pm at EGS and WGS and (ii) minimum discharge was measured between midnight and 1 am. This flow dynamics is characteristic of glacier surface melting, which is mainly driven by the daily cycle of solar radiation and air temperature. This daily cycle was not as pronounced at EGS: flow decreased at night but did not stop, as observed at WGS. As mentioned in the site description (Section 2), EGS differs from WGS by the presence of the artesian spring supplying EGS with en-glacial or sub-glacial flows, in addition to supra-glacial flows. This second source of water supplying EGS may explain why it did not stop at night during February. In March, the water level at EGS was zero most nights, indicating a particular behavior of EGS in February.

At the monthly scale, the decrease in water levels at both WGS and EGS (Fig. 6) is consistent with the decrease in net radiation and air temperature (Fig. 4) throughout the summer. While daily and seasonal variability at WGS and EGS were similar, these streams otherwise behaved quite independently, with flow interruptions sometimes affecting one stream and not the other (Fig. 6). The interruption in flow at WGS on February 11–13 reflected the passage of a meteorological front that caused a 5 cm snowfall and a sharp drop in daily mean air temperature and net radiation (Fig. 4); this in turn caused a decrease in surface melting and supra-glacial meltwater outflow. The fact that the flow at WGS stopped as soon as the perturbation occurred supports the interpretation of the fast response of WGS, which is fed directly (i.e. with no time lag) by the rapid drainage of supra-glacial meltwater. At EGS, flow started decreasing on February 11 and reached a minimum on February 13, two days after the passage of the meteorological front. This behavior of EGS is consistent with the lag

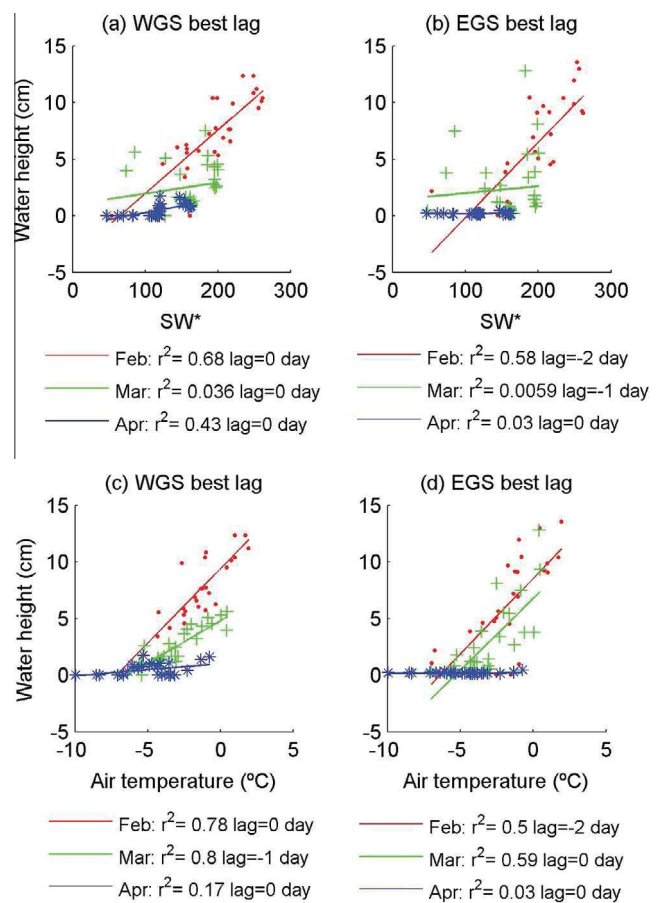


Fig. 5. Correlation between water levels and air temperature and net radiation (SW^*). (a) Net radiation at west glacier stream; (b) net radiation at east glacier stream; (c) air temperature at west glacier stream; (d) air temperature at east glacier stream. The correlations are presented for each month (red dots: February; green crosses: March; blue asterisks: April) for the lag with the strongest correlation between water level and air temperature/net radiation. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

previously observed between meteorological variables and water levels in February. The extended interruption of flow that occurred at EGS from February 17 to 21 but not at WGS cannot be linked to a noticeable change in weather conditions (Fig. 4). Available data were not sufficient to explain the cause of this interruption in flow at EGS.

The dynamic of meltwater production by the Tapado glacier is mainly driven by daily to monthly variability in meteorological conditions as observed in March and April in both glacial streams. However, particular behavior was observed at EGS in February, as it did not stop flowing during night, certainly thanks to the inflow of water from the artesian spring in addition to glacier surface melting. Over the study period, the temperature and net radiation were highest in February. The artesian spring may have been activated by these particularly melt-favorable meteorological conditions, which caused melting of the upper Tapado glacier and consequently meltwater drainage downslope.

Using the temperature lapse rate of -0.95°C per 100 m calculated by Kinnard et al. (2010) for the Tapado glacier, we are able to evaluate the maximum altitude of melting in February based on the altitude of the 0°C isotherm. The maximum daily air temperature ranged between 2°C and 5°C at AWS-1, located at 4770 m a.s.l. (Fig. 4). According to the maximum daily temperature lapse rate, the maximum melting altitude may be located between 210 and 530 m above AWS-1, corresponding to a maximum

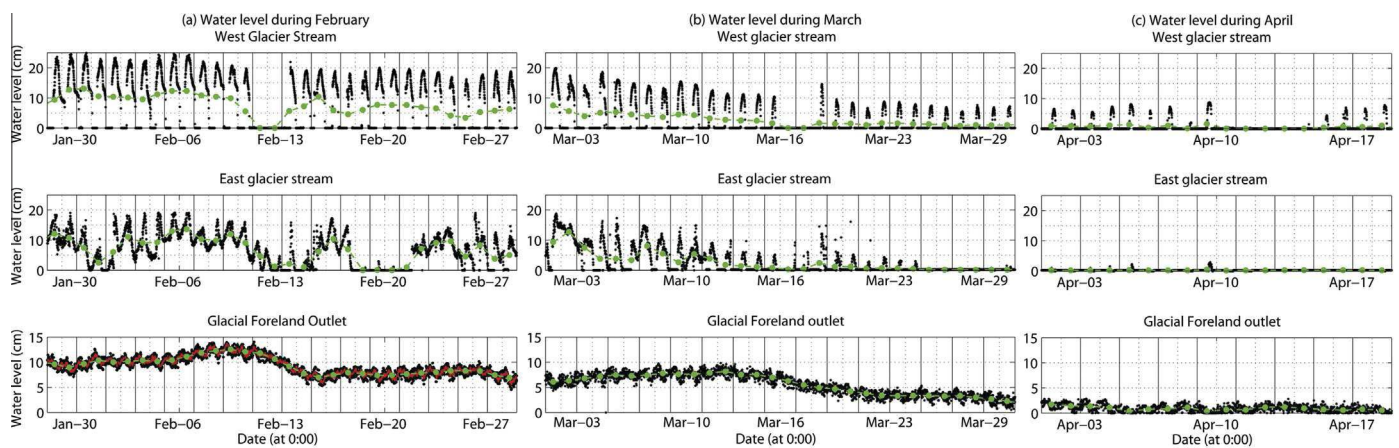


Fig. 6. Water level at WGS, EGS and GFO recorded at a 10 min time step (black dots) in February (a), March (b) and April (c). Green dotted line: daily mean water level; red line: moving average of water level at GFO measured at an hourly time step in February (a). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

melting altitude of ca. 5300 m a.s.l. at the base of the upper dome (Fig. 2). During a field trip in 1998–1999, Ginot et al. (2006) evaluated the Tapado equilibrium line altitude (ELA) to be at the same altitude (5300 m a.s.l.) while Kull et al. (2002) evaluated it to be at 5280 m in the same period, using a numerical model. Over the period 1920–1999, the modeled ELA was located at 5180 ± 20 m a.s.l. (Ginot et al., 2006). In March, the maximum air temperature rarely rose above 0°C at AWS-1. Therefore the particular behavior of EGS in February can be attributed to the melting of the upper Tapado glacier (>5300 m) and ensuing water drainage downslope. Ginot et al. (2001), concluded that melting was negligible at the top of the Tapado glacier in 1998–1999, and, based on modeling, Kull et al. (2002) concluded that melting could not exceed 60 mm at 5280 m a.s.l. at the same period. An ice core study by Ginot et al. (2006) revealed that melting at the top of the Tapado glacier did not exceed 26 ± 16 mm over the period 1920–1999. At this altitude, ablation was mainly by sublimation. Hence from our study, it appears that the highest parts of the glacier are more affected by melting today than they were 12 years ago. During one field visit in February, we observed a large amount of water suddenly released from the eastern margin of the glacial summit dome (ca. 5200 m a.s.l.), into the small amphitheater of the Tres piernas rock glacier (Fig. 2). This observation is a further indication that the highest part of the glacier may be increasingly affected by melting, with the meltwater being stored under the glacier and released sporadically. The particular dynamics of EGS in February, which partly drains the upper reaches of the glacier, may reflect this recent change in the melting dynamics of the glacier.

4.1.2. Water transfers between Tapado glacier and the glacial foreland

In a cryospheric context, the electrical conductivity of meltwater is a good indicator of flowpaths and transfer time. Water originating from freshly melted ice has very low electrical conductivity. Based on five field measurements made in supra-glacial streams on the Tapado glacier, the electrical conductivity of fresh meltwater was lower than $10\ \mu\text{S}/\text{cm}$. While flowing to the glacier snout, the meltwater acquires an electric charge, which varies depending on the transfer mode. The electrical conductivity of the water at the glacier outlet provides indirect information on meltwater flow paths and travel time. Water transfers through supra-glacial and en-glacial flow paths are rapid and water is generally in contact with ice. Although water transits within ice, it may acquire some ionic charge from supra- and en-glacial debris during its journey, which slowly increases its electrical conductivity. As a result, the electrical conductivity of water transiting in this way increases with transit time, and therefore with the melting

altitude, from very low ($<10\ \mu\text{S}/\text{cm}$) to low ($<50\ \mu\text{S}/\text{cm}$). Conversely, transfers through sub-glacial flow paths are slower and the water is in contact with rock sediments, which increases the concentration of ions (Fountain and Walder, 1998; Stone and Clarke, 1996) and hence electrical conductivity.

Fig. 7a and b present monthly means of water level and electrical conductivity daily cycles at WGS and EGS. In February, WGS underwent a progressive increase in electrical conductivity during the day, whereas in March and April, the water level was in phase with the electrical conductivity. In February, the mean electrical conductivity daily cycle at EGS showed very distinct behavior, it remained particularly high ($150\ \mu\text{S}/\text{cm}$) and evolved in anti-phase with the water level. In March and April, the mean diurnal variation in electrical conductivity at EGS was the same as that measured at WGS. As highlighted previously by the two-day lag between meteorological variation and its effect on the water level at EGS, monthly mean diurnal electrical conductivity and water level cycles confirmed that the way the glacier produced water in February was particular compared to March and April, and affected both glacial streams.

As mentioned above, EGS was fed by both supra-glacial flows and an artesian spring near the glacier snout (Section 2). Field measurements showed that the electrical conductivity of the artesian spring water ($700\ \mu\text{S}/\text{cm}$) was much higher than that of supra-glacial flows ($10\text{--}50\ \mu\text{S}/\text{cm}$). This implies that the artesian spring was fed by water with a long residence time, which may be attributed to a combination of sub-glacial flow and groundwater flow as many hydrothermal sources exist in this part of the high Andes (Guevara et al., 2006; Oyarzún et al., 2013; Strauch et al., 2006).

The artesian spring explains the high conductivity recorded at EGS between 10 pm and 9 am, while the decrease in conductivity concomitant with increasing water level is explained by the dilution effect by low conductivity supra-glacial meltwater during the day. As shown in Figs. 6a and 7b, the artesian spring continued to supply EGS at night, showing that, in February, the upstream drainage area had a large storage capacity and continued to drain during the night. Fig. 7b shows that the influence of the artesian spring stopped after February.

In addition to the progressive increase in electrical conductivity during the day, water level at WGS during February is higher than during March and April, and water flows until 1 am (Fig. 7a). This particular behavior may be explained by the drainage of a larger contributing area. Particularly warm meteorological context during February leads to the melting of the highest parts of the Tapado glacier and consequently to the increase of the contributing area. Water coming from these highest parts presents higher electrical

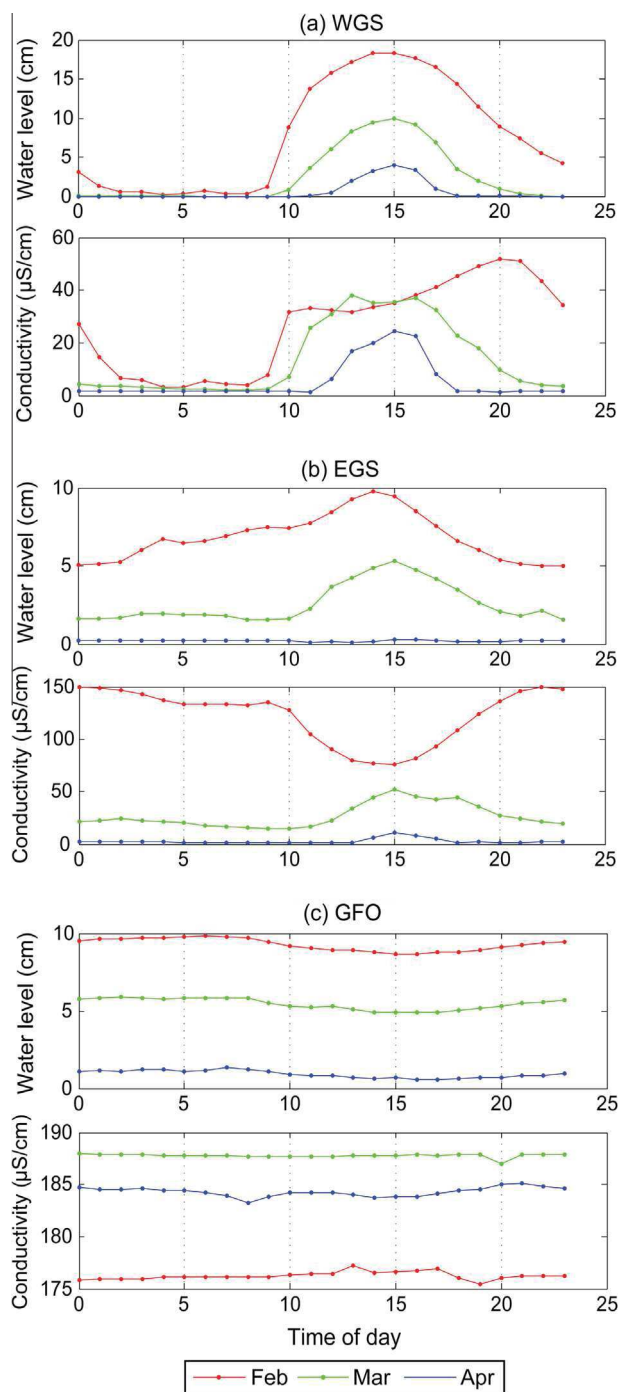


Fig. 7. Monthly averaged daily water level and electrical conductivity cycles at WGS (a), EGS (b) and GFO (c), from February to April.

conductivity and reaches the glacier snout later due to longer transit time. This delayed water flow explains the daily increase of electrical conductivity and the water flow observed at WGS during February's nights.

The in-phase relationship between the electrical conductivity and the water level in March and April for both glacial streams is explained by the relationship between the transit time and the electrical conductivity. The maximum altitude of melting increases from the sunset to the beginning of the afternoon when the sun is vertical (apogee). In consequence, the transit time from the maximum altitude of melting to the glacier snout increase, explaining the increase of the meltwater electrical conductivity. Then, the

maximum altitude of melting decreases until the next sunset, reducing the transit time and the electrical conductivity of meltwater.

In March and April, the reduced contribution of the upper glacier, and concurrently of the artesian spring, to WGS and EGS respectively, may explain the disappearance of the time lag (Figs. 5b, d and 7a) and the return of both glacial streams water level to being in phase with melt-favorable meteorological conditions (Fig. 7a and b). Indeed, the decrease in daily mean air temperature (Fig. 4) may have led to preventing melt of highest part of the glacier, and to refreezing of the water stored in the highest parts of the glacier that fed the artesian spring.

In summary, prevailing melting dynamics of the glacier were observed in March and April: the glacier hydrological contribution increased with an increase in the altitude of the part of the glacier contributing meltwater throughout the day, in relation with increasing air temperature and net radiation, and with less than 1 day travel time between meltwater production areas and glacial streams via supra-glacial or en-glacial flow paths. In February particular melting dynamic is observed, air temperature and net radiation were at their maximum, allowing the melting of the highest part of the glacier resulting in: (i) a delayed supply of meltwater coming from the upper glacier to WGS, until 2 am, (ii) activation of the high electrical conductivity artesian spring that drained a sub-glacial meltwater network. Travel time through this sub-glacial network appeared to be about two days (Fig. 5). The electrical conductivity of the artesian spring (700 $\mu\text{S}/\text{cm}$) was particularly high for this travel time. For this reason, we hypothesized a second more mineralized hydrogeological contribution that mixed with the sub-glacial meltwater before it reached the glacier snout.

The hydrological functioning of the Tapado glacier is similar to that of other glaciers described in the literature (Benn and Evans, 2010; Brown, 2002; Collins, 1978; Fountain and Walder, 1998; Wagnon et al., 1998). Most of the water comes from the melting of snow or ice at the surface and is subject to marked daily to seasonal variability. The meltwater drained mainly through supra- and en-glacial pathways. Despite the fact that sub-glacial flow cannot be measured directly, water was seen to drain from the bottom of the summit ice dome. Water that melted on the upper glacier can percolate to the base via many transverse crevasses, and via a large ice-free patch below the summit dome (Fig. 2). The temperature of the base of the summit ice dome was cold, i.e. ca. -11°C at a depth of 35 m (Ginot et al., 2006), which should prevent water accumulating beneath the glacier. Hence water seepage from beneath the dome was either due to temporary storage, i.e. pulses of en- and sub-glacial meltwater seepage at a timescale of days, or longer term storage in pockets of temperate ice. The resulting hydrological contribution of the glacier to the glacial foreland is a combination of two dynamics: (i) a rapid, concentrated, highly variable flow dynamic (supra-glacial and en-glacial), and (ii) a delayed, diffuse, less variable flow dynamic (sub-glacial transfers). The regularity of the glacier contribution to the downstream compartments depends on the equilibrium between these two types of flow dynamics. The first dynamic leads to a rapid response to weather variations while the second dynamic ensures a more constant supply of water to the foreland.

4.2. Water transfers through the glacial foreland

4.2.1. Characterization of flow paths and water transfer dynamics

The surface runoff at WGS and EGS infiltrated the glacial foreland through a debris-layer, and was drained downstream by the glacial foreland outlet (GFO – Fig. 2).

The daily variability of water level at GFO was much lower than that at WGS and EGS (Figs. 6 and 7). The water level at GFO varied according to daily cycles that are in anti phase with those observed

in the glacial streams: maximum flow occurred around 5 am, while the minimum flow occurred around 3 pm (Fig. 7). Hence the glacial foreland buffered and delayed the runoff observed at the glacier snout, and thus increased the travel time of meltwater from the Tapado glacier to the catchment outlet.

When flow stopped at WGS, from February 10 to 14, the daily variability of flow at GFO, formerly in anti-phase with the daily variability of flow at WGS, disappeared in 12 h. During this period, the amplitude of the daily variability of flow at EGS decreased slightly, but had no effect on flow at GFO (Fig. 6). These distinct flow dynamics at GFO highlight two types of transfer from the upstream to downstream parts of the glacial foreland, depending on where meltwater infiltrated the superficial debris layer (Fig. 2). The rather low buffering effect of the glacial foreland on flow dynamics between WGS and GFO suggests concentrated water transfer within a transmissive medium which maintained daily flow variability at GFO. On the contrary, the glacial foreland had a pretty high buffering effect on flow dynamics between EGS and GFO as the daily flow variability at EGS was no longer observed at GFO after the flow stopped at WGS; this suggests diffuse water transfer through a low transmissive medium between EGS and GFO.

If we analyze the monthly variability of flow between the glacial streams (WGS and EGS) and GFO, we can see that the flow recession that began on February 6 in both streams had an impact on flow at GFO four days later, when the water level began to fall (Fig. 6). Hence the water storage in the glacial foreland had an inertia effect on the flow at GFO.

These observations made it possible to distinguish three types of water production dynamics at GFO:

- *Short term dynamics (12 h)* in response to rapid concentrated water transfers, probably through a supra or en-glacial drainage network in the south-western part of the glacial foreland.
- *Medium term dynamics (a few days)* in response to slow diffuse water transfers through a presumably composite medium made of mixed ice and rock debris in the north-eastern part of the glacial foreland (morainic complex, rock glacier).
- *Longer dynamics (at least 4 days)* due to water being stored in the glacial foreland that buffered the multi-day variability of the glacial streams.

Ratios of GFO water production on glacial streams water production at weekly time scale are presented in Fig. 8. These ratios were calculated at the weekly time scale, in order to integrate all the dynamics previously presented. We only considered the period between January 29 and March 12 while the daily peak of water levels are in the range of gauged water levels. Ratios under 1 mean that GFO is not draining all the water supplied by the glacial streams to the glacial foreland. This situation may be explained by: (i) the temporary storage of water by the glacial foreland, (ii) the transit of water from the glacier to the catchment outlet by underground flowpaths, not recorded at GFO. Ratios above 1 mean that GFO is draining more water than the contribution from the glacial streams to the glacial foreland. This situation may be explained by: (i) the drainage of water stored within the glacial foreland, (ii) the supply of GFO by an unidentified supplementary source of water.

From January 29 to February 11, the water production at GFO is lower than the glacial streams contribution to the glacial foreland (ratio <1). Then, the water production at GFO become higher than the glacial streams contribution to the glacial foreland (ratio >1) until March 12. The simplest hypothesis to explain these two situations is that the glacial foreland acts as a natural reservoir, storing water during the meltwater production period and releasing water

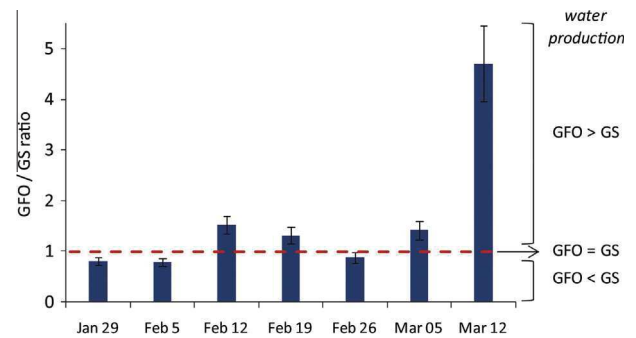


Fig. 8. Ratio between glacial foreland outlet (GFO) and glacial streams (GS = WGS + EGS) water production at the weekly time scale. Errors on these ratios were determined based on the prediction interval of glacial streams rating curves. Dates on the x-axis refer to the first day of the weeks for which the ratio is calculated.

that feeds the outflow at GFO during colder periods when the production of meltwater decreases.

In contrast to the daily electrical conductivity cycles observed in the glacial streams, only monthly variations in electrical conductivity were measured at GFO (Fig. 7). In addition, electrical conductivity at GFO was systematically higher than in the glacial streams, indicating that the residence time of the water that infiltrated the glacial foreland upstream was sufficiently long to increase the solute load of water released at GFO. The buffer of the glacial streams electrical conductivity daily variability and the large residence time confirms that water was stored by the glacial foreland and that it acts as a natural reservoir. At a monthly time scale, electrical conductivity at GFO increased from 175 to 190 $\mu\text{S}/\text{cm}$ between February and April. If only days with active flow were taken into consideration, the mean electrical conductivity values in March and April were similar. The increase in mean monthly electrical conductivity measured at GFO between February and April can be explained by the two following hypotheses:

The first is a reduction in meltwater flow from WGS towards GFO through the concentrated drainage network, with no change in meltwater flow from EGS towards GFO through the diffuse drainage network. If we consider (i) a concentrated drainage network rapidly draining water with low electrical conductivity towards GFO, and (ii) diffuse drainage network slowly draining water with higher electrical conductivity water towards GFO, the contribution from the diffuse medium to GFO flow should last longer, after a decrease in the flow of the glacial streams, which is consistent with the observed increase in electrical conductivity.

The second hypothesis is the presence of an aquifer extending below the glacial foreland to the catchment outlet. The presence of the double spring (DS) at the outlet of permeable fluvio-glacial deposits supports this hypothesis. According to this hypothesis, the electrical conductivity of the water contained in this aquifer should be relatively high due to the longer residence time of groundwater. The contribution of groundwater from the aquifer to GFO in turn explains the increase in electrical conductivity recorded in April at GFO. If a hydrological connection between the aquifer and GFO exists, a decrease in water level within the glacial foreland due to the reduced flow in the glacial streams would increase the flow of water with high electrical conductivity towards GFO. We hypothesize that this flow comes from the aquifer or from the interface between the aquifer and the base of the glacial foreland, but chemical data are necessary to confirm this hypothesis.

4.2.2. GPR survey of the glacial foreland

In addition to the description of the compartments of the glacial foreland (Section 1, Fig. 2) and to the interpretation of the

hydrological behavior of the glacial foreland (Section 4.2.1), the GPR profiles revealed significant contrasts between the different parts of the area surveyed. The method was very efficient in the upper part of the debris-covered glacier (Fig. 9), and enabled visualization to a depth of 80–90 m. In profiles AB and CD, the internal structure is a rather transparent medium with strong clearly delineable GPR reflectors, even at depth (see details in Fig. 9). In this part of the foreland, the frequent and large surface exposure of massive ice, the depth and quality of visualization of the GPR profiles (Fig. 9), and EM velocities (mostly between 0.16 and 0.17 m ns⁻¹) all point to a structure composed exclusively of massive, buried glacial ice below a thin layer of debris (Bælum and Benn, 2011). A deep (40–80 m), continuous, bounding reflector was interpreted as the floor of the debris-covered glacier. Stacked narrow reflections were interpreted as crevasses or fractures, as is generally the case (Moore et al., 1999). The marked drop in the EM velocity observed along these crevasses suggests that they may have been conduits for running water at the time of the survey. The drops in the EM velocity sometimes observed at depth in profile AB (down to 10–12 m ns⁻¹), along the base of the buried ice, also suggest an increase in water content. Assuming the internal structure of the upper debris-covered glacier is mostly ice with water inclusions, the Looyenga formula (Looyenga, 1965) yielded 12–20% water content. This indicates the presence of water concentrating or circulating near the bottom of the debris-covered glacier, at least at the time of the survey.

In profile CD, an area is highlighted as being crossed by EM at a velocity of ~ 0.3 m ns⁻¹, i.e. the electromagnetic velocity in air (Figs. 9 and 10). This 15–20 m-thick inclusion must thus be a cavity mostly filled with air. The size of the cavity highlighted here suggests that it is a preserved en-glacial channel which can conduct very large volumes of water. It further illustrates the transmissive property of the debris-covered glacier, through the development of a concentrated thermokarst drainage network in the upper (western) part of the glacial foreland.

The results obtained in the lower part of the debris-covered glacier and in the rock glacier are different (Fig. 11–GH). The main difference was the depth and quality of the visualization of the internal structure. No reflectors were visible below of depth of 30 m, and frequently less; despite the gain applied, the decrease in the profile was strong and visualization quite poor. No significant difference in the reflection pattern was observed between the lower part of the debris-covered glacier and the rock glacier. Both exhibited deep (20–25 m), strong, bounding reflectors, and

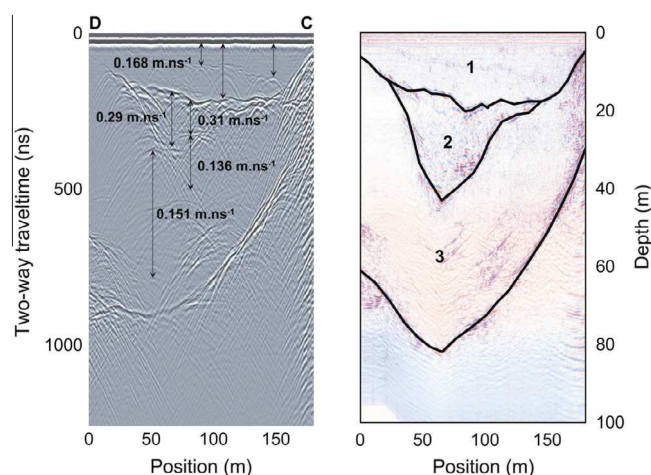


Fig. 10. Analysis of the EM velocity in the transversal profile CD performed on the upper part of the debris-covered glacier. Left: interval EM velocity calculated after determination of the rms velocity along diffraction hyperbolae and application of the Dix formula (Dix, 1955). Right: the 3-layer geometrical model derived from the velocity analysis. 1: layer with $v = 0.168$ m ns⁻¹. 2: layer with $v = 0.30$ m ns⁻¹. 3: layer with $v = 0.15$ m ns⁻¹.

stacked concordant reflectors between the surface and the deep reflector. According to the overall stratigraphy revealed by the GPR profiles and to the derived velocity profiles, it can only be inferred that these units are characterized by more heterogeneous structures. The presence of ice in varying volumes in the lower part of the debris-covered glacier is evidenced by the various massive ice exposures in thermokarst depressions, and by EM velocities higher than 0.15 m ns⁻¹ in the velocity profiles acquired. In the rock glacier, localized high velocities (>0.15 m ns⁻¹) also suggest the presence of massive ice lenses or nuclei.

4.2.3. Control of water transfers by the glacial foreland compartments

As deduced above, the glacial foreland acts as a heterogeneous reservoir (Section 4.2.1), whose component parts have different hydrological properties: Pure ice has zero hydraulic conductivity and plays the role of aquiclude, deviating or slowing down water flows (Langston et al., 2011; Tenthorey, 1994) except when fractures or conduits affect massive ice layers, thereby increasing the hydraulic conductivity of the medium. Rock debris generally has

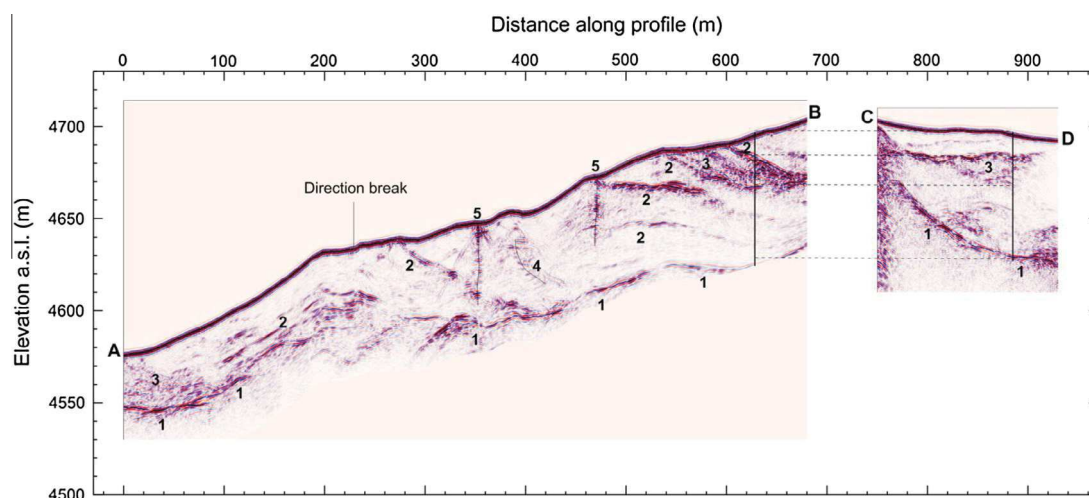


Fig. 9. Migrated and topographically corrected GPR profiles (AB and CD) acquired on the upper part of the debris-covered glacier. 1: deep, bounding, continuous reflector, roughly mirroring the surface. 2: upward-dipping reflectors. 3: mid-depth surface-mirroring reflectors. 4: chaotic, less distinct, denser reflections. 5: vertical or subvertical events of stacked narrow reflections (columns of diffraction hyperbolae in unmigrated data).

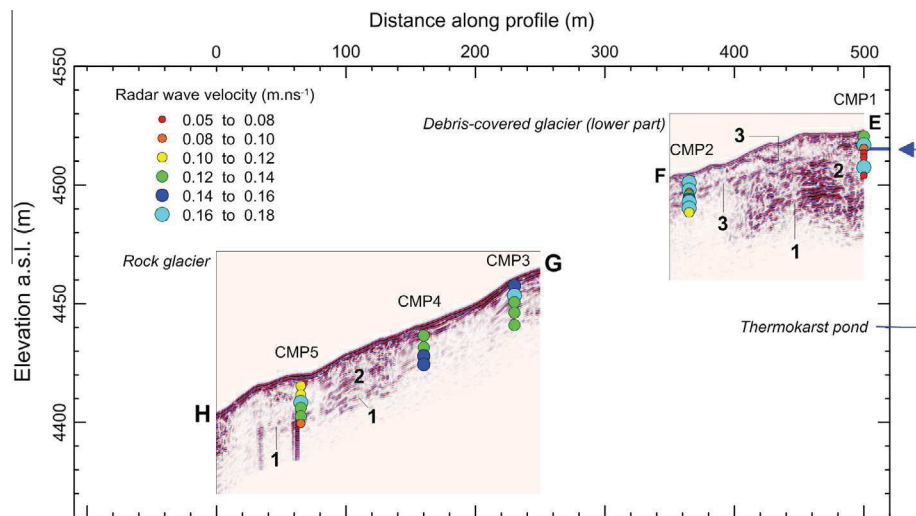


Fig. 11. Migrated and topographically corrected GPR profiles acquired on the lower part of the debris-covered glacier (EF) and on the rock glacier (GH). 1: deep, bounding reflector. 2: stacked, concordant, surface-mirroring reflectors. 3: mid-depth continuous, straight, low-dipping, bounding reflector. The vertical profiles of the EM velocity calculated from the CMP data at the CMP survey locations are indicated.

high hydraulic conductivity and can thus create an aquifer. However, the varying ground ice content in the rock debris pores may prevent water transfers and reduce its storage capacity (Langston et al., 2011; Tenthorey, 1994).

As expected, GPR profiles realized on the debris-covered glacier showed a massive ice body with crevasses and fractures, covered by a thin debris layer. The water infiltrating from WGS through the debris layer must flow over the massive ice body via a supra-glacial drainage network, before reaching a deeper, en-glacial (thermokarst) or sub-glacial drainage network. Water-filled fractures and crevasses highlighted by the GPR survey are consistent with the presence of en-glacial conduits allowing water to drain from supra-glacial channels to en- and sub-glacial channels. In this sense, the GPR results confirm the existence of supra- and en-glacial pathways allowing rapid concentrated flow of WGS meltwater downstream. In addition, the presence of water at the base of the debris-covered glacier supports the hypothesis of active sub-glacial drainage. Transfers through this sub-glacial network are associated with the slow and diffuse water flow dynamic identified in our data.

Fractures, crevasses and thermokarst drainage have large empty spaces capable of storing water, such as the 20 meter-high cavity identified by the GPR survey (Fig. 10 – CD), but storage is limited by rapid drainage.

Hydrological data showed that the predominant transit dynamic through the debris-covered glacier was rapid and concentrated. The debris-covered glacier had limited storage capacity but a highly transmissive function resulting in (i) a weak buffer effect on the daily variability of the contribution of Tapado glacier meltwater to downstream compartments and catchments, (ii) low to zero storage capacity, resulting in rapid restitution of part of the Tapado glacier meltwater to downstream compartments and catchments.

The GPR profile of the rock glacier was less clear and did not allow us to clearly distinguish the distribution of its internal components (free, frozen or water saturated rock debris, and massive ice lenses). We were only able to deduce that within the rock glacier, water transits through a medium with overall limited ice content, which is in agreement with the slow diffuse dynamic of water transfer inferred from the hydrological data.

The storage capacity of the rock glacier was certainly higher than that of the debris-covered glacier, since the latter drained water more slowly. The morainic complex located in the eastern,

upper part of the glacial foreland is assumed to have the same hydrodynamic properties as the rock glacier, as the rock debris are assumed to be frozen.

The rock glacier and the morainic complex are both compartments whose structure allows slow diffuse transfers through a partially frozen, porous medium. These compartments have high storage capacity and a weak transmissive function and consequently have (i) a strong buffering effect on the daily to monthly variability of the transfer of Tapado glacier meltwater downstream, (ii) a high storage capacity which partly delays the restitution of meltwater from the Tapado glacier to downstream areas.

In summary, water transfer dynamics through the glacial foreland exhibit spatial variability, reflecting the organization of compartments within the glacial foreland. The south-western part of the glacial foreland, supplied by WGS, which facilitated rapid concentrated water transfers, is contrasted with the north-eastern part of the foreland, supplied by EGS, which enabled slow diffuse water transfer. This dichotomy in water transfer dynamics was corroborated by our GPR profiles, which confirmed the presence of en-glacial conduits and water-filled depressions or crevasses in the upper debris-covered glacier, and more heterogeneous structures in the lower debris-covered and rock glaciers that promote slower, diffuse flow.

4.3. Hydrological behavior of the Tapado catchment and contribution to the Colorado stream flow

4.3.1. Conceptual model of water transfers and interactions between compartments

On the basis of both the glacial foreland structure assessed by GPR survey and the hydrological functioning of the Tapado catchment, we propose a sketch synthesizing the main interactions and transfer processes between the cryospheric and hydrological compartments (Fig. 12). In this conceptual model, the delivery of meltwater from the Tapado glacier to downstream compartments depends on the interactions between the cryospheric and hydrological compartments. The two main nodes regulating this system are the glacier snout (glacier/glacial foreland/aquifer) and GFO (glacial foreland/surface stream/aquifer), because DS only acts as a drainage point of the aquifer.

Both the storage capacity and the buffer effect of the glacial foreland and the aquifer ensure the continuity of the water supply to the downstream compartments and also to catchments located

further downstream over the course of the year. As water storage, which promotes the buffer effect, partly depends on the distribution of water between each compartment of the Tapado catchment, the interaction nodes (Glacier snout, GFO, DS) also play a role in this control.

The results of this study show that the behavior of the three interaction nodes mainly depends on the equilibrium between (i) water saturation of the downstream compartments, and (ii) the amount and the dynamics of the water contributed by upstream compartments.

Finally, we divided our conceptual model of the hydrological functioning of the Tapado catchment into three main parts: (i) the glacier, which was the main production compartment during the period monitored (after the end of snowmelt), (ii) the glacial foreland and aquifer that act as storage compartments and have a capacitive function, (iii) the superficial streams that act as a transfer compartment, thereby ensuring the transmissive function. The development of a thermokarst drainage network (highly transmissive structure) within the glacial foreland locally reduces its capacitive function. This conceptual model illustrates the duality between the transmissive and capacitive compartments of glacierized catchments and the importance of characterizing the behavior of interactions nodes to better understand the modalities of water distribution between each type of compartment.

4.3.2. Water contribution of the Tapado catchment to the Colorado stream flow

The partial hydrological budget calculated on February 2 over the Tapado catchment and at the Colorado catchment outlet is presented in Table 3. It should be noted that these results only concern superficial measurements and that the uncertainties on discharge values can be high and vary depending on the method used (see Section 3.2, and Table 3).

On February 2, the melting of the Tapado glacier contributed to $74\% \pm 19\%$ of the discharge at the catchment outlet. The remaining fraction supplying the superficial stream at the catchment outlet probably has two different origins (i) the sub-glacial drainage of the Tapado glacier supplying the aquifer directly or via the glacial foreland (Fig. 12), (ii) the rock glacier called Tres Piernas present within the Tapado catchment north of the old moraine (Fig. 2), which may release water to the aquifer. No superficial streams flowed over or at the front of this rock glacier, and any water originating from this rock glacier, either from stored snow meltwater and/or the melting of internal ice, must be draining underground, which is common in rock glaciers (Section 1).

Considering only superficial flows, the specific discharge of the Tapado catchment on February 2 was 1.3 mm/day. For the purpose of comparison, the specific discharge of the Colorado catchment the same day was 0.18 mm/day, i.e., seven times lower. Given that

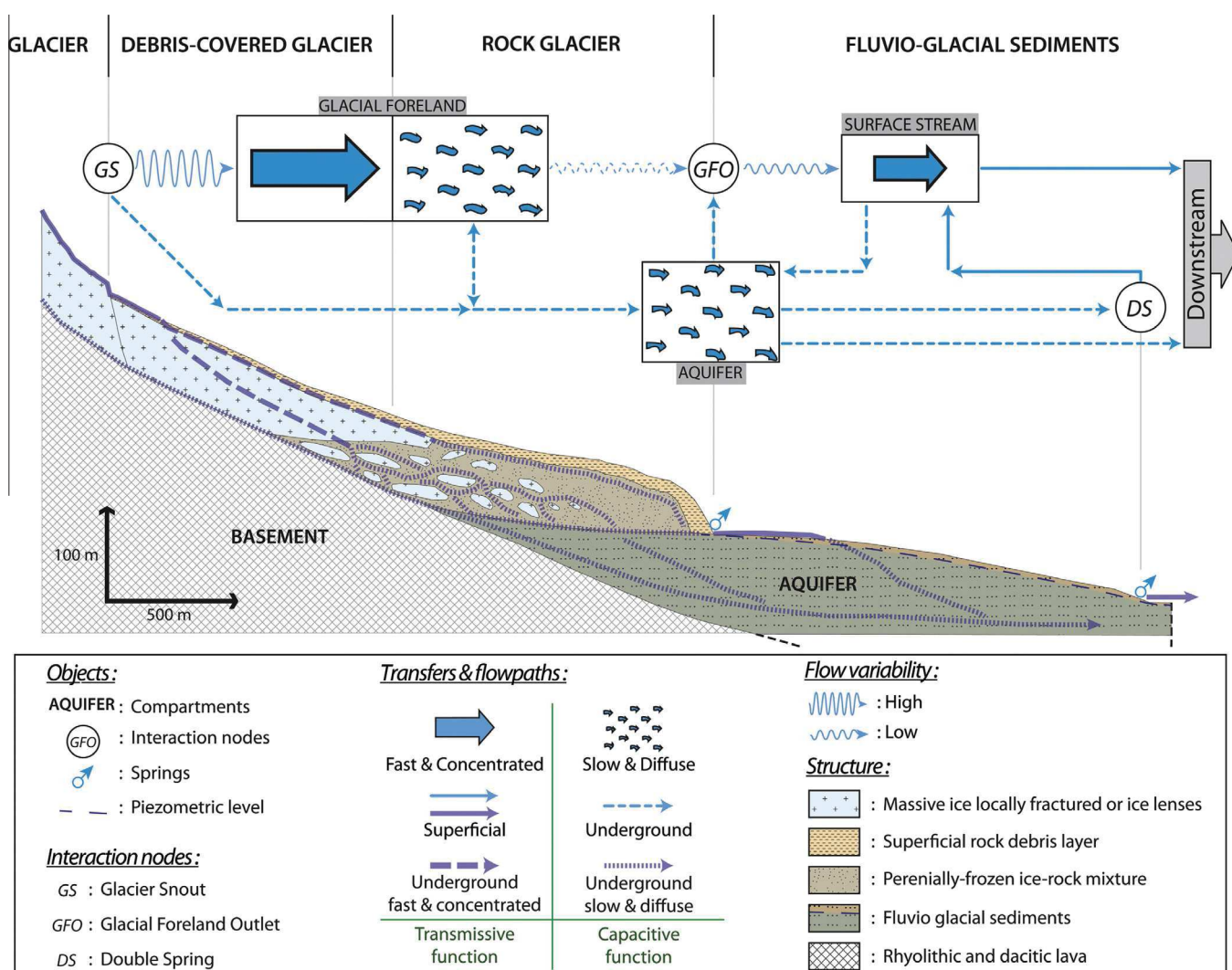


Fig. 12. Schematic transect through the Tapado catchment with hypothesized hydrological interactions between compartments. The location of the transect is shown by the thick green line in Fig. 3. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Table 3

Partial hydrological budget of Tapado and Colorado catchments in February 2 of 2011.

	February 2 Daily discharged volume (m ³)
Glacier ^a	$8.9 \times 10^3 \pm 8.1 \times 10^2$
West Glacier Stream ^a	$4.4 \times 10^3 \pm 4.1 \times 10^2$
East Glacier Stream ^a	$4.5 \times 10^3 \pm 3.9 \times 10^2$
Glacial Foreland Outlet ^a	$9.2 \times 10^3 \pm 1 \times 10^2$
Tapado catchment outlet ^b	$1.2 \times 10^4 \pm 1.2 \times 10^3$
Colorado catchment outlet ^b	$9.2 \times 10^4 \pm 9.2 \times 10^3$
	Ratio
V_G/V_{GFO}	$97\% \pm 10\%$
$V_G/V_{Tap.}$	$74\% \pm 19\%$
$V_G/V_{Col.}$	$10\% \pm 19\%$
$V_{Tap.}/V_{Col.}$	$13\% \pm 20\%$

V_G is the contribution of the glacier, V_{GFO} is the contribution of the glacial foreland outlet, $V_{Tap.}$ is the contribution of the Tapado catchment, $V_{Col.}$ is the contribution of the Colorado catchment.

Uncertainties depend on the method used to determine discharge, see Section 3.2.

^a Discharge determined using rating curves.

^b Discharge determined using discrete gauging.

the Tapado catchment accounts for only 1.7% of the surface of the Colorado catchment, it certainly has the highest specific discharge of the whole Colorado catchment. The discharge measured on February 2 at the Tapado catchment outlet represented $13\% \pm 20\%$ of the discharge measured at the Colorado catchment outlet. Whereas these values should be interpreted with caution, since water transfer processes on some days were not taken into consideration, the contribution of the Tapado catchment to the Colorado catchment appears to be particularly important.

4.3.3. Implications in terms of water resources in the Colorado catchment under high hydric stress

The measurements presented above suggest that the Tapado catchment was a major contributor to the Colorado catchment during the field study period and under the meteorological conditions described here. It should be noted that this study was undertaken during a specific hydrological period after a large three-year hydric deficit at the end of a La Niña phase and at the peak of summer when all seasonal snow had already melted. As such, the discharge measured at the Colorado outlet ($1.07 \pm 0.11 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) corresponds

to a third of the mean monthly discharge measured over the 1964–2012 period (Fig. 13). The relatively high hydrological contribution of the Tapado catchment to the Colorado catchment on February 2, 2011 should therefore be interpreted in this context. Note that a previous evaluation of the contribution of glaciers and rock glaciers of the entire Colorado catchment for the period 1964–2005 period showed that their mean annual contribution ranged between 4% and 9% of the mean annual discharge at the La Laguna dam inlet (Favier et al., 2009). The $13\% \pm 20\%$ hydrological contribution of the Tapado catchment is thus higher than the previously estimated mean basin-wide hydrological contribution of glaciers and rock glaciers, due to the fact that, as mentioned above, our measurements were made during a particularly dry period. As a consequence, the cryospheric compartments may represent a larger relative contribution, given the winter snowfall deficit and the fact that the available water stored in the other compartments, including the aquifer, may have already been released.

A similar hydrological contribution of the cryospheric compartment to the catchment has already been demonstrated in other Andean catchments, including the upper Huasco River catchment located 100 km north of our study area (Gascoin et al., 2011). In that area, glaciers contribute from 3% to 23% of river discharge in catchments covering 15 km^2 (23% of contribution) to 500 km^2 (12% of contribution). Both the contribution of the glacier to the Tapado catchment and the contribution of the Tapado catchment to the Colorado Catchment were determined during period of high meltwater production, while the mean annual contribution calculated by Favier et al. (2009) and Gascoin et al. (2011) include flow processes all along the year. As a consequence, hydrological budget results obtained in this study are only indicative of glacierized catchment contribution to high altitude mountainous catchment flow under high hydric stress, in a semi arid context.

5. Conclusions

This paper reports the results of a field study in the semi-arid Andes of Chile, with an emphasis on the role of the cryosphere in freshwater production, transfer and storage. In a context of changing climate and glacier retreat, knowledge about the relationship between cryospheric and hydrological processes is a key to anticipate changes in water resources availability in this area. With the example of the Tapado catchment, our study brings new results about the hydrological behavior of a glacierized headwater catchment including a glacier and a glacial foreland composed of a debris-covered glacier, rock glaciers, and moraines.

The presence of a complex glacial system enabled a significant but highly variable water production, while the control of water transfers by the cryospheric compartments ensured the efficient distribution of water to lower areas of the catchment during the dry summer. The usual high diurnal variability in the production of meltwater from the surface of the Tapado glacier was observed and measured. The analysis of flow dynamics at the glacial foreland outlet together with the GPR results, show that drainage networks allowing either rapid and concentrated transfer or slow and diffuse transfer are associated to distinct structures of the glacial foreland, respectively associated to the debris-covered glacier and the rock glacier. In the debris covered glacier, composed of massive ice under a thin debris layer, the water transits via a thermokarst drainage network with weakly capacitive but highly transmissive properties. Conversely, in the rock glacier the water transits through a highly capacitive but weakly transmissive medium constituted by a heterogeneous mix of ice and rock debris.

The capacitive property of the glacial foreland as a whole allows water to be stored in the foreland at daily to monthly time scales and to be released during dry periods. This delays and buffers the high variability of meltwater production by the glacier and

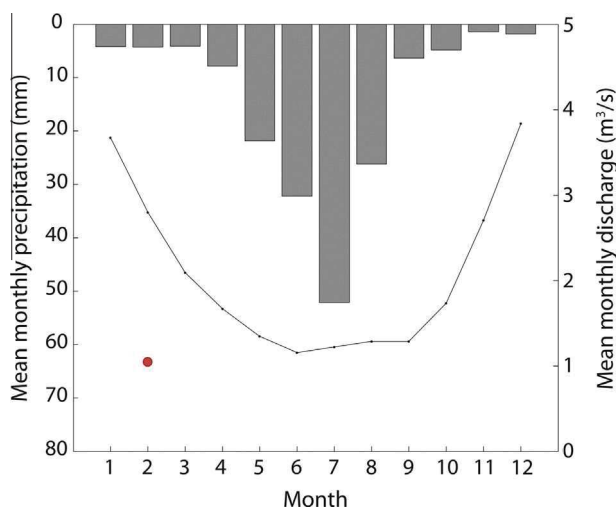


Fig. 13. Monthly mean discharge at La Laguna stream inlet (black curve) and monthly mean precipitations (gray bars – rain and snow) between 1970 and 2011. The red dot represents the discharge measured at the La Laguna inlet on February 2, 2011. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

increases the sustainability of the hydrological contribution of the Tapado catchment over time.

The hydrological contribution of the Tapado catchment in summer may be particularly important at the scale of the Colorado catchment. Indeed, in the present climatic context, the specific discharge of the Tapado catchment measured in early February 2011 was seven times higher than the specific discharge of the Colorado catchment. Similar results were obtained from hydro-glaciological observations in the upper Huasco basin (Gascoin et al., 2011). As a result the contribution of the Tapado catchment to the Colorado stream discharge at La Laguna is significant despite the size of the Tapado catchment, which is only 1.7% of the total Colorado catchment area. In the future, the structure of the cryospheric compartments could be affected by climate variability and climate change. Both the production of meltwater and the modes of water transfer through the glacial foreland may change over time, improving or reducing the role of the Tapado catchment in supplying the low areas of the Elqui river basin. Because of its structure, the Tapado catchment is an ideal location for the study of the interactions between cryospheric and hydrological compartments. Prolonging the study of this catchment over longer time periods will certainly improve our knowledge of the hydrological functioning of high altitude, semi-arid catchments.

Acknowledgments

This work was partly funded by the action ECOS no. C10U01, the *Dirección General de Aguas de Chile* and FONDECYT grant # 1130598. It was supported by the HydroSciences Laboratory, the CEAZA and Agropolis international in the framework of a partnership between the *Conseil General de l'Herault* and the *Coquimbo region*. The authors would like to thank the *Dirección General de Aguas* (DGA, Chile) and the *Junta de vigilancia del Río Elqui* for providing the necessary data for this study. Thanks to two anonymous reviewers for their remarks and comments which significantly improved the manuscript.

References

- Azócar, G.F., Brenning, A., 2010. Hydrological and geomorphological significance of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27°–33°S). *Permafrost Periglac. Process.* 21 (1), 42–53.
- Bællum, K., Benn, D.I., 2011. Thermal structure and drainage system of a small valley glacier (Tellbreen, Svalbard), investigated by ground penetrating radar. *The Cryosphere* 5 (1), 139–149.
- Barsch, D., 1996. *Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments*. vol. 331. Springer, Berlin.
- Benn, D. et al., 2012. Response of debris-covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards. *Earth-Science Reviews*.
- Benn, D.I., Evans, D.J., 2010. *Glaciers and glaciation*. Hodder Education.
- Berthling, I., 2011. Beyond confusion: rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology* 131 (3–4), 98–106.
- Bhatt, M.P., Masuzawa, T., Yamamoto, M., Sakai, A., Fujita, K., 2000. Seasonal Changes in Dissolved Chemical Composition and Flux of Meltwater Draining from Lirung Glacier in the Nepal Himalayas. *IAHS Publication*, pp. 277–288.
- Bodin, X., Rojas, F., Brenning, A., 2010. Status and evolution of the cryosphere in the Andes of Santiago (Chile, 33.5°S). *Geomorphology* 118 (3), 453–464.
- Bourgin, P.-Y., Andreassian, V., Gascoin, S., Valery, A., 2012. Que sait-on des précipitations en altitude dans les Andes semi-arides du Chili? *La Houille Blanche* (2), 12–17.
- Brenning, A., 2005a. Climatic and Geomorphological Controls of Rock Glaciers in the Andes of Central Chile: Combining Statistical Modelling and Field Mapping. Humboldt University, Berlin.
- Brenning, A., 2005b. Geomorphological, hydrological and climatic significance of rock glaciers in the Andes of Central Chile (33–35°S). *Permafrost Periglac. Process.* 16 (3), 231–240.
- Brown, G.H., 2002. Glacier meltwater hydrochemistry. *Appl. Geochem.* 17 (7), 855–883.
- Burger, K., Degenhardt Jr., J., Giardino, J., 1999. Engineering geomorphology of rock glaciers. *Geomorphology* 31 (1), 93–132.
- Butterworth, J., Hewitt, E., McCartney, M., 2000. Discharge measurement using portable dilution gauging flowmeters. *Water Environ. J.* 14 (6), 436–441.
- Casassa, G., López, P., Pouyaud, B., Escobar, F., 2009. Detection of changes in glacial run-off in alpine basins: examples from North America, the Alps, central Asia and the Andes. *Hydrol. Process.* 23 (1), 31–41.
- Chaffaut, I., Coudrain-Ribstein, A., Michelot, J.-L., Pouyaud, B., 1998. Précipitations d'altitude du Nord-Chili, origine des sources de vapeur et données isotopiques. *Bull. Inst. fr. études andines* 27 (3), 367–384.
- Cogley, J. et al., 2011. Glossary of glacier mass balance and related terms, IHP-VII technical documents in hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2. UNESCO-IHP, Paris.
- Collins, D.N., 1978. Hydrology of an Alpine glacier as indicated by the chemical composition of meltwater. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol* 13 (1/2), 219–238.
- Corte, A., 1976. The hydrological significance of rock glaciers. *J. Glaciol.* 17, 157–158.
- Croce, F.A., Milana, J.P., 2002. Internal structure and behaviour of a rock glacier in the Arid Andes of Argentina. *Permafrost Periglac. Process.* 13 (4), 289–299.
- Daniels, D.J., 2004. Ground Penetrating Radar. Institution of Electrical Engineers.
- Day, T., 1977. Field procedures and evaluation of a slug dilution gauging method in mountain streams. *NZJ Hydrol.* 16 (2), 113–133.
- Day, T.J., 1976. On the precision of salt dilution gauging. *J. Hydrol.* 31 (3), 293–306.
- Dix, C.H., 1955. Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics* 20, 180–195.
- Falvey, M., Garreaud, R.D., 2009. Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006). *J. Geophys. Res.* 114 (D4).
- Favier, V., Falvey, M., Rabatel, A., Praderio, E., López, D., 2009. Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of Chile's Norte Chico region (26–32°S). *Water Resour. Res.* 45 (2).
- Fiebig-Wittmaack, M. et al., 2011. Climatic trends and impact of climate change on agriculture in an arid Andean valley. *Clim. Change* 111 (3–4), 819–833.
- Fountain, A.G., Walder, J.S., 1998. Water flow through temperate glaciers. *Rev. Geophys.* 36 (3), 299–328.
- Garreaud, R., 2009. The Andes climate and weather. *Adv. Geosci.* 22, 3.
- Gascoin, S. et al., 2011. Glacier contribution to streamflow in two headwaters of the Huasco River, Dry Andes of Chile. *The Cryosphere* 5 (4), 1099–1113.
- Giardino, J., 1983. Movement of ice-cemented rock glaciers by hydrostatic pressure: an example from Mt. Mestas, Colorado. *Z. Geomorphologie* 27, 297–310.
- Giardino, J.R., Vitek, J.D., Demorett, J.L., 1992. A model of water movement in rock glaciers and associated water characteristics. *Periglacial Geomorphology*. Wiley, Chichester, pp. 159–184.
- Ginot, P., Kull, C., Schotterer, U., Schwikowski, M., Gäggeler, H., 2006. Glacier mass balance reconstruction by sublimation induced enrichment of chemical species on Cerro Tapado (Chilean Andes). *Clim. Past* 2 (1), 21–30.
- Ginot, P., Kull, C., Schwikowski, M., Schotterer, U., Gäggeler, H.W., 2001. Effects of postdepositional processes on snow composition of a sub-tropical glacier (Cerro Tapado, Chilean Andes). *J. Geophys. Res.: Atmos.* (1984–2012) 106 (D23), 32375–32386.
- Guevara, S., Oyarzún, J., Maturana, H., 2006. Geoquímica de las aguas del río Elqui y de sus tributarios en el período 1975–1995: Factores naturales y efecto de las explotaciones mineras en sus contenidos de Fe, Cu y As. *Agríc. Técnica* 66 (1), 57–69.
- Haeblerli, W., 1985. Creep of Mountain Permafrost. *VAW d. ETH*.
- Haeblerli, W., 2005. Investigating glacier-permafrost relationships in high-mountain areas: historical background, selected examples and research needs. *Geological Society, London, Special Publications* 242 (1), 29–37.
- Haeblerli, W. et al., 1992. Permafrost research sites in the Alps: excursions of the international workshop on permafrost and periglacial environments in mountain areas. *Permafrost Periglac. Process.* 3 (3), 189–202.
- Haeblerli, W. et al., 2006. Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost Periglac. Process.* 17 (3), 189–214.
- Harris, S.A., Corte, A.E., 1992. Interactions and relations between mountain permafrost, glaciers, snow and water. *Permafrost Periglac. Process.* 3 (2), 103–110.
- Herschy, R., 2002. The uncertainty in a current meter measurement. *Flow Meas. Instrum.* 13 (5), 281–284.
- Hock, R., 2005. Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Prog. Phys. Geogr.* 29 (3), 362–391.
- Jol, H.M., 2008. *Ground Penetrating Radar Theory and Applications*. Elsevier Science.
- Jourde, H. et al., 2012. Caractérisation des interactions entre flux souterrains et superficiels dans un bassin andin en fonction de la variabilité spatio-temporelle du climat. *La Houille Blanche* (2), 18–25.
- Kalthoff, N. et al., 2006. The energy balance, evapo-transpiration and nocturnal dew deposition of an arid valley in the Andes. *J. Arid Environ.* 65 (3), 420–443.
- Kinnard, C., Gascoin, S., MacDonell, S., 2010. Balance de masa glaciológico y condiciones regionales de nieve en el norte chico: interacción con el clima y su influencia en el deshielo. *DGA Report: Informe N°CEAZA.CZL.2010.02*.
- Kneisel, C., Hauck, C., Fortier, R., Moorman, B., 2008. Advances in geophysical methods for permafrost investigations. *Permafrost Periglac. Process.* 19 (2), 157–178.
- Kneisel, C., Käb, A., 2007. Mountain permafrost dynamics within a recently exposed glacier forefield inferred by a combined geomorphological, geophysical and photogrammetrical approach. *Earth Surf. Proc. Land.* 32 (12), 1797–1810.
- Krainer, K., Mostler, W., 2002. Hydrology of active rock glaciers: examples from the Austrian Alps. *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 142–149.
- Krainer, K., Mostler, W., Spötl, C., 2007. Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach. *Austrian J. Earth Sci.* 100, 102–112.
- Kull, C., Grosjean, M., Veit, H., 2002. Modeling modern and Late Pleistocene glacio-climatological conditions in the north Chilean Andes (29–30). *Clim. Change* 52 (3), 359–381.

- Langston, G., Bentley, L.R., Hayashi, M., McClymont, A., Pidlisecky, A., 2011. Internal structure and hydrological functions of an alpine proglacial moraine. *Hydrol. Process.* 25 (19), 2967–2982.
- Looyenga, H., 1965. Dielectric constants of heterogeneous mixtures. *Physica* 31 (3), 401–406.
- Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C., 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la alta cordillera del Norte Chico (29–31 S): Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile* (21), 11–51.
- Milana, J.P., Güell, A., 2008. Diferencias mecánicas e hídricas del permafrost en glaciares de rocas glaciogénicos y criogénicos, obtenidas de datos sísmicos en El Tapado, Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (3), 310–325.
- Monnier, S. et al., 2011. Structure and genesis of the Thabor rock glacier (Northern French Alps) determined from morphological and ground-penetrating radar surveys. *Geomorphology* 134 (3), 269–279.
- Monnier, S., Kinnard, C., Surazakov, A., Bossy, W., 2014. Geomorphology, internal structure, and successive development of a glacier foreland in the semiarid Chilean Andes (Cerro Tapado, upper Elqui Valley, 30°08' S., 69°55' W.). *Geomorphology* 207, 126–140.
- Montecinos, A., Díaz, A., Aceituno, P., 2000. Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical South America based on tropical Pacific SST. *J. Clim.* 13 (4), 746–758.
- Moore, J. et al., 1999. High-resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen, mapped by ground-penetrating radar. *J. Glaciol.* 45 (151), 524–532.
- Moore, R., 2005. Slug injection using salt in solution. *Streamline Watershed Manage. Bull.* 8 (2), 1–6.
- Mpodozis, C., Cornejo, P., 1988. Hoja Pisco Elqui: IV region de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Oyarzún, J. et al., 2013. Hydrochemical and isotopic patterns in a calc-alkaline Cu- and Au-rich arid Andean basin: The Elqui River watershed, North Central Chile. *Appl. Geochem.* 33, 50–63.
- Oyarzún, J., Oyarzún, R., 2011. Sustainable development threats, inter-sector conflicts and environmental policy requirements in the arid, mining rich, northern Chile territory. *Sustain. Develop.* 19 (4), 263–274.
- Perucca, L., Esper Angillieri, M.Y., 2011. Glaciers and rock glaciers' distribution at 28° SL, Dry Andes of Argentina, and some considerations about their hydrological significance. *Environ. Earth Sci.* 64 (8), 2079–2089.
- Rabatel, A., Castebrunet, H., Favier, V., Nicholson, L., Kinnard, C., 2011. Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29°S): recent mass balance and 50 yr surface area variations. *The Cryosphere* 5 (4), 1029–1041.
- Ribolini, A., Chelli, A., Guglielmin, M., Pappalardo, M., 2007. Relationships between glacier and rock glacier in the Maritime Alps, Schiantala Valley, Italy. *Quaternary Res.* 68 (3), 353–363.
- Sauer, V.B., Meyer, R., 1992. Determination of Error in Individual Discharge Measurements. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Schröder, H., 2001. Vergleichende Periglazialmorphologie im Winterregengebiet der Atacama (Comparative Periglacial Geomorphology in the Winter Rainfall Area of the Atacama). *Erdkunde*, 311–326.
- Schrott, L., 1998. The hydrological significance of high mountain permafrost and its relation to solar radiation. A case study in the high Andes of San Juan, Argentina. *Bamberger Geographische Schriften* 15, 71–84.
- Stone, D.B., Clarke, G.K., 1996. In situ measurements of basal water quality and pressure as an indicator of the character of subglacial drainage systems. *Hydrol. Process.* 10 (4), 615–628.
- Strauch, G., Oyarzun, J., Fiebig-Wittmaack, M., González, E., Weise, S.M., 2006. Contributions of the different water sources to the Elqui river runoff (northern Chile) evaluated by H/O isotopes. *Isot. Environ. Health Stud.* 42 (3), 303–322.
- Takeuchi, Y., Kayastha, R.B., Nakawo, M., 2000. Characteristics of Ablation and Heat Balance in Debris-Free and Debris-Covered Areas on Khumbu Glacier, Nepal Himalayas, in the Pre-Monsoon Season. IAHS Publication, pp. 53–62.
- Tenthorey, G., 1992. Perennial névés and the hydrology of rock glaciers. *Permafrost Periglac. Process.* 3 (3), 247–252.
- Tenthorey, G., 1994. Hydrologie liée aux glaciers rocheux, Haut-Val De Rechy (Nax, VS). *Bull. Murithienne* 112, 97–116.
- Thies, H., Nickus, U., Tolotti, M., Tessadri, R., Krainer, K., 2013. Evidence of rock glacier melt impacts on water chemistry and diatoms in high mountain streams. *Cold Regions Sci. Technol.*
- Trombotto, D., Borzotta, E., 2009. Indicators of present global warming through changes in active layer-thickness, estimation of thermal diffusivity and geomorphological observations in the Morenas Coloradas rockglacier, Central Andes of Mendoza, Argentina. *Cold Regions Sci. Technol.* 55 (3), 321–330.
- Trombotto, D., Buk, E., Hernández, J., 1999. Rock glaciers in the southern central Andes (approx. 33–34 S), Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina. *Bamberger Geographische Schriften* 19, 145–173.
- Wagnon, P., Ribstein, P., Schuler, T., Francou, B., 1998. Flow separation on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Hydrol. Process.* 12 (12), 1911–1926.
- Whalley, W.B., Martin, H.E., 1992. Rock glaciers: II models and mechanisms. *Prog. Phys. Geogr.* 16 (2), 127–186.
- Williams, M.W., Knauf, M., Caine, N., Liu, F., Verplanck, P.L., 2006. Geochemistry and source waters of rock glacier outflow, Colorado Front Range. *Permafrost Periglac. Process.* 17 (1), 13–33.

V.3- Apports des méthodes de traçage naturel et artificiel aux connaissances sur le fonctionnement hydrologique du secteur Tapado

V.3.1- Données physico-chimiques

L'échantillonnage réalisé dans le **secteur Tapado** (figure 37) permet de connaître les caractéristiques chimiques des masses d'eau drainées à GFO, GFO² et DS. Les concentrations en éléments majeurs et en traces sont relativement équivalentes pour ces trois sites, pour chacune des campagnes d'échantillonnage. Ces résultats confirment l'origine commune des eaux drainées par GFO et DS, et l'hypothèse d'un aquifère sous-jacent au complexe glaciaire (glacial foreland). Les concentrations en éléments traces indiquent des anomalies en aluminium en période de hautes eaux qui, comme pour le cas du baryum (voir IV.2.2-), pourraient être liées à la présence de zones d'altération hydrothermale au niveau du socle rocheux sur lequel repose le complexe glaciaire. Deux processus pourraient expliquer ces anomalies : (i) un transit sub-glaciaire des eaux de fonte,

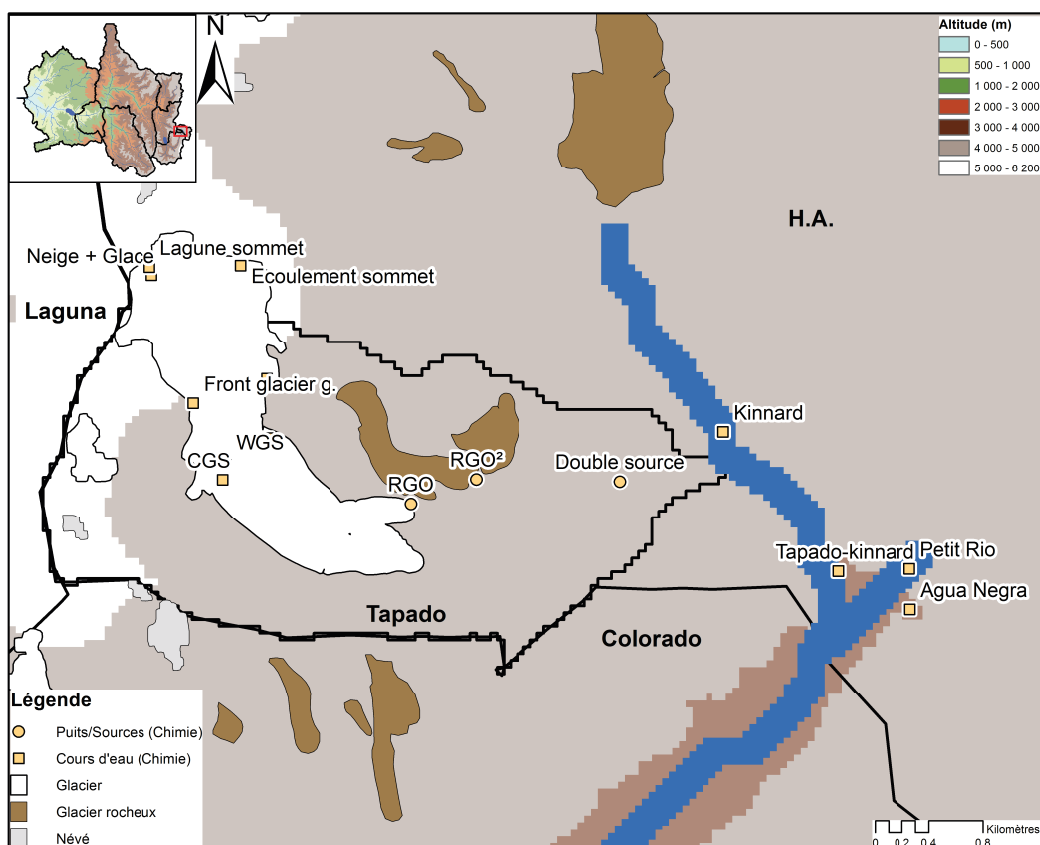


Figure 37: Localisation des points de prélèvement d'eau superficielle et souterraine dans le secteur Tapado

au contact du socle rocheux altéré, (ii) une contribution hydrique du compartiment volcanique altéré vers le complexe glaciaire et l'aquifère fluvio-glaciaire lors de ses mises en charge. La présence de ces terrains altérés a été observée dans le **secteur Tapado** par Mpodozis and Cornejo, (1988) et permettrait également d'expliquer la forte conductivité (700 $\mu\text{S}/\text{cm}$) de la source

artésienne présente sur le front du glacier. Dans ce cas, ce serait le premier processus qui expliquerait cette minéralisation.

V.3.2- Données isotopiques

Le glacier Tapado a un modèle de fonctionnement différent du fonctionnement généralement observé pour les glaciers. En effet, il n'existe pas clairement de délimitation entre une zone d'accumulation et une zone d'ablation. En hiver la totalité du glacier accumule de la neige puis, en été, la totalité du glacier se retrouve en ablation. La perte de masse se fait sur la totalité du glacier et pas uniquement entre le front et la ligne d'équilibre. En complément, les résultats précédents (voir : V.2) ont montrés que l'eau des torrents glaciaires provient principalement de la fonte superficielle du glacier et que c'est également cette fonte superficielle qui alimente le réseau de drainage sub-glaciaire. En considérant que la fonte affecte les premières couches de neige et de glace de l'année en cours, il est possible de poser l'hypothèse que le glacier joue le rôle de pluviomètre altitudinal, avec des teneurs isotopiques de la glace reflétant le gradient altitudinal des précipitations entre le front et le sommet du glacier. Cette information est utile pour déterminer le gradient altitudinal des précipitations pour les très hautes altitudes mais aussi pour identifier l'altitude d'origine de l'eau de fonte

Au niveau de la zone sommitale du glacier (5550 m d'altitude), la variabilité verticale des teneurs isotopiques le long du profil neige-glace est importante avec par exemple des teneurs en deutérium évoluant entre -141,7‰ ^2D en surface et -113,9‰ ^2D à 30 centimètres de profondeur, représentative de la variabilité, sur la période équivalente, des différentes précipitations. En revanche, les valeurs mesurées sur plusieurs prélèvements d'eau de fonte sommitale affichent une teneur stable à -136‰ ^2D . Il y aurait donc une homogénéisation du signal neige-glace, intégrant la variabilité isotopique de l'eau solide durant le processus de fonte.

Au front du glacier, les teneurs isotopiques du matériel glaciaire présentent également une forte variabilité. Le contexte climatique très aride en haute altitude a pour conséquence la formation de pénitents à la surface du glacier. Ces pénitents sont des lames parallèles de neige ou de glace résultant d'une ablation différentielle du matériel glaciaire. La base du pénitent subit une ablation par fonte alors que le sommet de la lame subit une ablation par sublimation. Les résultats montrent que les teneurs isotopiques des pénitents présentent une variabilité spatiale très importante : -145,8‰ ^2D et -121,6‰ ^2D pour deux pénitents situés à moins d'un mètre de distance. De nouveau, les teneurs isotopiques des écoulements au front du glacier serviront à intégrer cette variabilité et à déterminer une teneur isotopique représentative du matériel glaciaire au front du glacier. Les premiers écoulements de la journée se mettant en place au front du glacier provenant de la fonte locale présentent une teneur en deutérium de -119,5‰.

Les torrents glaciaires ouest (WGS) et est (EGS) présentent une variabilité journalière des teneurs

isotopiques entre -119,5 et -127,8‰ ^2D (Figure 38). Cette variabilité journalière peut s'expliquer par les variations journalières de l'altitude maximale de fonte qui est corrélée avec la température de l'air et le rayonnement net. Ainsi, les eaux présentant les teneurs les plus appauvries proviennent de la fonte des parties les plus hautes du glacier tandis que les teneurs les plus enrichies sont associées à l'eau provenant de la fonte des parties les plus basses du glacier. Il est intéressant de noter que pour EGS, il existe un décalage de 2 à 3 heures entre le débit maximum et le signal isotopique le plus appauvri, alors que le décalage pour WGS n'est que de deux heures. Ce résultat laisse supposer que le temps de transfert est plus court sur la partie ouest du glacier que sur sa partie est. Les variations de teneurs isotopiques journalières à WGS présentent la particularité de s'enrichir entre 7h00 et 12h00, avant de s'appauvrir entre 12h00 et 17h00, ce qui n'est pas le cas pour EGS. Ce phénomène pourrait être expliqué par deux hypothèses : i) un apport d'eau de fonte enrichie depuis la partie nord-ouest du glacier couvert, ii) une contribution dominante des parties basses du glacier durant la matinée. Étant donné que ces mesures isotopiques ont été réalisées durant le mois de février 2011, pour lequel il a été démontré que le fonctionnement du système glaciaire était particulier (voir V.2), il est possible que cette dynamique de variations des teneurs isotopiques à WGS ne soit généralement pas observée. Un échantillon réalisé en décembre 2012 a montré que l'eau drainée superficiellement par le glacier couvert, est particulièrement appauvrie par rapport aux autres échantillons prélevés dans la zone, avec une teneur de -145,7‰ ^2D . Bien que cette valeur soit surprenante du fait que l'altitude maximale du glacier couvert est bien moins importante que celle du glacier, elle contredit la première hypothèse. La dynamique de variation des teneurs isotopiques à WGS serait donc expliquée par une contribution dominante des parties basses du glacier durant la matinée.

La teneur isotopique à GFO est stable, aux alentours de -126‰ ^2D (Figure 38), ce qui est cohérent avec la gamme de teneurs isotopiques du matériel glaciaire et des eaux de fonte. Cependant, elle est proche de la valeur la plus appauvrie des torrents EGS et WGS. Cette teneur isotopique à GFO peut être expliquée par deux hypothèses : i) une contribution plus importante des parties hautes du glacier en terme de volume d'eau produit à l'échelle journalière, ii) un transfert sub-glaciaire d'eau de fonte provenant des parties les plus hautes du glacier Tapado et alimentant directement le complexe glaciaire via un réseau de drainage souterrain. Cette seconde hypothèse est cohérente avec le modèle conceptuel présenté en fin d'article qui valide la possibilité d'écoulements sub-glaciaires rejoignant directement l'aquifère.

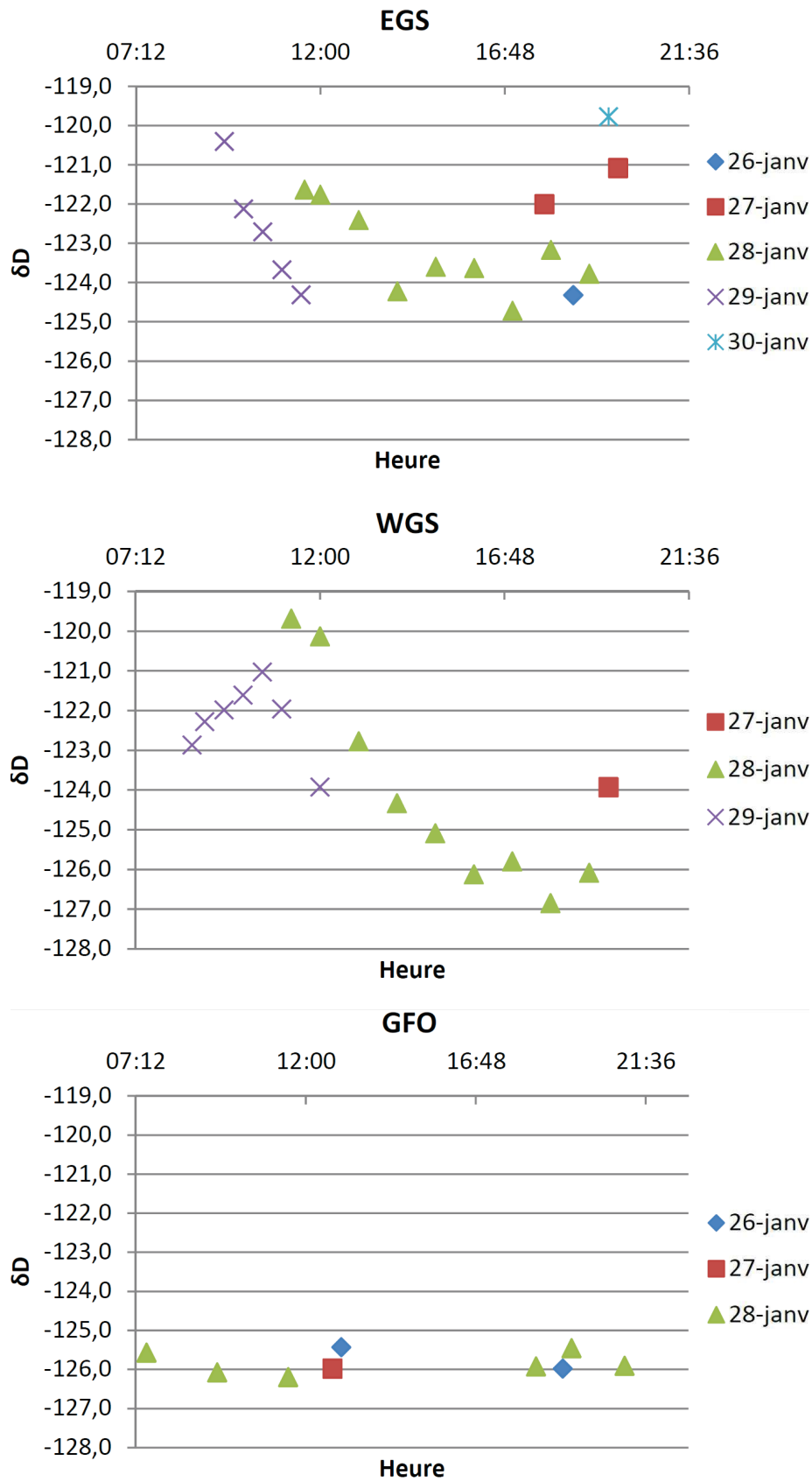


Figure 38: Variations journalières des teneurs en Deutérium à EGS, WGS et GFO

L'échantillonnage réalisé entre 2011 et 2012 a permis de mettre en évidence une variabilité saisonnière et inter-annuelle des teneurs isotopiques des écoulements dans le **secteur Tapado** (tableau 6). Les teneurs isotopiques pour les sites GFO et DS semblent être plus appauvries en périodes de hautes eaux (novembre et décembre 2011 et 2012) qu'en période de basses eaux (avril 2012). Cette variabilité peut être expliquée par la contribution des parties les plus hautes du glacier (plus appauvries) à la production d'eau de fonte en période de hautes eaux (voir V.2). Par contre les teneurs isotopiques mesurées en janvier 2011 sont autant enrichies, voire plus enrichies pour DS, que tous les autres échantillons récoltés à DS et GFO. Toujours dans l'hypothèse selon laquelle l'eau produite par le glacier Tapado proviendrait de la fonte de la neige de l'année, les teneurs isotopiques de ces échantillons pourraient être expliquées par le dépôt de précipitations neigeuses moins appauvries qu'en novembre et décembre 2011 et 2012.

V.3.3- Traçage artificiel des masses d'eau à travers le complexe glaciaire du Tapado

Des expériences exploratoires de traçage artificiel des masses d'eaux par injection de traceur fluorescent ont été réalisées à travers le complexe glaciaire du Tapado. De l'uranine et de la rhodamine ont été injectées simultanément dans les torrents WGS et EGS chaque mois entre décembre et mars 2013. La restitution de ces traceurs a été mesurée à GFO et à DS à l'aide de fluorimètres de terrain (chapitre 1 III.) au pas de temps de 5 minutes.

L'enregistrement de la restitution d'uranine aux deux sites est présentée dans la figure 39. Aucune restitution de rhodamine n'a été détectée durant le période de suivi des deux sources. Deux explications peuvent être avancées : (i) la rhodamine ayant été injectée à EGS qui alimente le réseau de drainage lent et diffus, il est possible que le traceur n'ait pas eu le temps d'atteindre les sources sur la période de suivi ; ce résultat indiquerait un temps de transit de plus de 4 mois au sein du complexe glaciaire, (ii) l'eau transportant la rhodamine s'est retrouvée piégée dans le complexe glaciaire en conséquence d'un gel de l'eau transportée de façon lente et diffuse au sein des compartiments cryosphériques ; ce résultat indiquerait qu'en plus du stockage temporaire de l'eau de fonte sous forme liquide (voir V.2), il existe un stockage à plus long terme de l'eau de fonte du glacier, sous forme de glace au sein du complexe glaciaire.

L'enregistrement à GFO montre trois pics de restitution et le début d'un quatrième, alors qu'à DS l'enregistrement compte deux pics de restitution et le début d'un troisième (Figure 39). Les différentes restitutions se chevauchent légèrement avant février puis de façon plus importante à partir de fin février, indiquant que le pas de temps mensuel des injections était trop court. Par conséquent, la queue de chacune des restitutions est tronquée et la concentration en traceur ne revient pas à son niveau initial avant l'arrivée du pic suivant.

Ces restitutions possèdent une géométrie particulière, après le pic, la diminution de concentration en uranine est, dans un premier temps, très rapide pendant sept jours, puis, dans un second

temps, moins rapide pendant une durée d'au moins 25 jours, créant une rupture de pente dans le profil de restitution. Ce phénomène se reproduit pour les restitutions suivantes et pour les restitutions enregistrées à DS. Il est interprété comme la conséquence de la dualité des écoulement au sein du complexe glaciaire, avec une partie du traceur transitant rapidement dans les écoulements concentrés du réseau thermokarstique (Pente 1) et une autre partie s'écoulant de manière plus lente via le réseau diffus (Pente 2). La double porosité du complexe glaciaire provoque donc une restitution du traceur en deux étapes, illustrant les fonctions capacitives et transmissives du complexe glaciaire décritent précédemment (V.2).

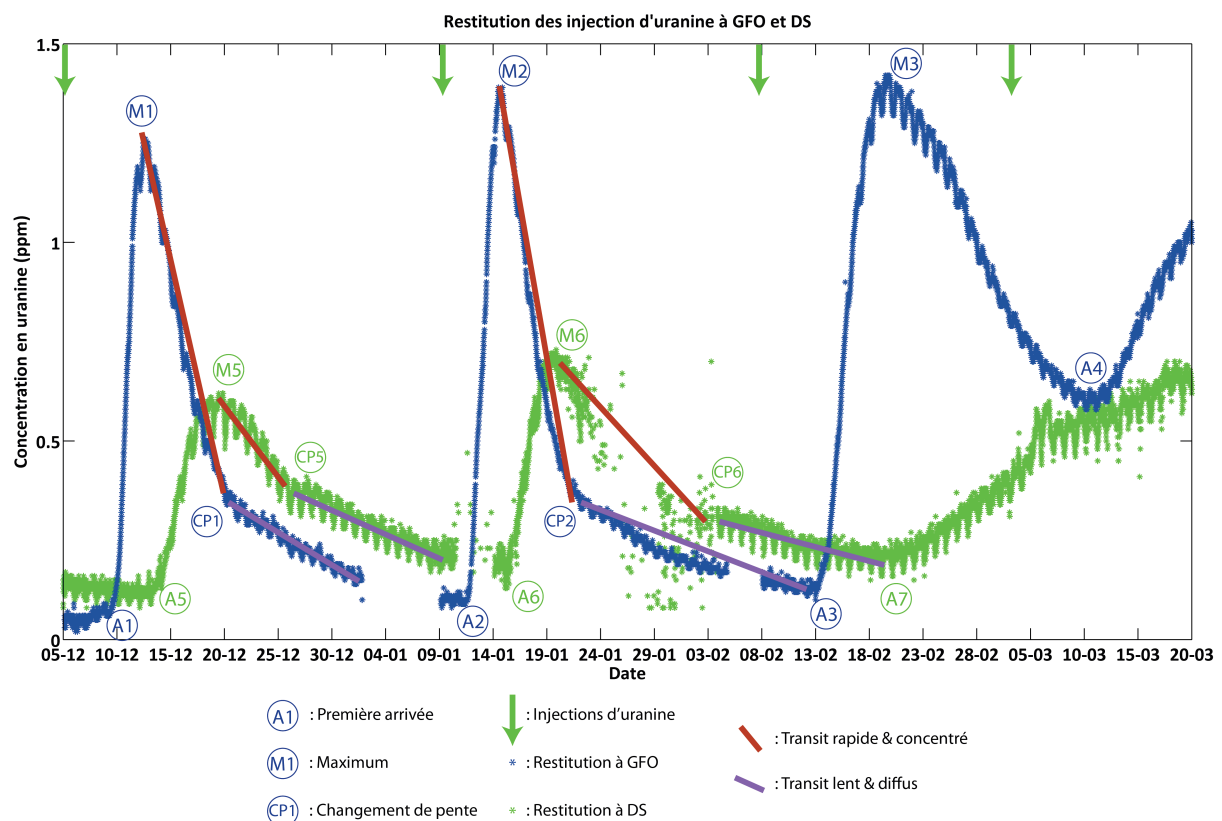


Figure 39: Restitution des expériences de traçage artificiel enregistrée à GFO (bleu) et DS (vert) après quatre injections d'urarine à WGS

Le tableau 7 rassemble les délais entre les différentes injections d'urarine et les points intéressants de la restitution, signalés par les lettres positionnées sur la figure 39.

Sur le site GFO, le délais de première apparition du traceur (A) réduit de 5 à 3 jours entre la première et la seconde restitution, puis augmente de nouveau de 3 à 5 jours entre la seconde et la troisième restitution. Lors de la quatrième restitution ce délai atteint 8 jours. Ce résultat indique que la vitesse de transfert de l'eau entre WGS et GFO atteint son maximum en Janvier, ce qui est cohérent avec la variabilité saisonnière de la contribution des torrents glaciaires (EGS et WGS) au complexe glaciaire, qui est à son maximum en janvier, puis diminue les mois suivants (voir : V.2). Ainsi, la vitesse de transfert des masses d'eau à travers le complexe glaciaire augmente avec le taux

de fonte du glacier. La même dynamique est observée pour les durées entre le jour d'injection du traceur et le pic (M) ou la rupture de pente (CP). Par contre, les augmentations consécutives de la concentration maximale en traceur au moment du pic de restitution représente un artefact. En effet la concentration en traceur ne revient pas à son niveau initial avant l'arrivée de la restitution

Site	Restitution	Point remarquable	Temps depuis injection (jours)
GFO	1	A1	5
		M1	7
		CP1	15
	2	A2	3
		M2	6
		CP2	12
	3	A3	5
		M3	12
	4	A4	8
	1	A5	10
		M5	15
		CP5	22
DS	2	A6	7
		M6	12
		CP6	20
	3	A7	14

Tableau 7: Récapitulatif des temps d'arrivée des expériences de traçage artificiel.

suivante, ce qui a pour conséquence de cumuler les concentrations des deux traçages.

Sur le site de DS (Figure 39), les deux premières restitutions montrent le même comportement en présentant une double dynamique (rapide/lente), et une vitesse de transfert maximum au mois de février, avec un délai de 7 jours entre l'injection et la première arrivée du traceur. La différence entre les deux sites existe parce que la concentration maximum atteinte lors du pic de restitution à DS est deux fois moins importante qu'à GFO. Cette différence est interprétée comme un effet de dilution plus important compte tenu que le volume d'eau contenu dans le complexe glaciaire, drainé par GFO, est moins important que celui contenu dans l'aquifère fluvio-glaciaire, drainé par DS.

La figure 40 présente le résultat d'une première interprétation des propriétés du réservoir constitué par le complexe glaciaire, à l'aide du logiciel TRAC distribué par le BRGM. Ce travail a été réalisé sur le premier pic de restitution à GFO car il est le seul à ne pas se superposer à une restitution précédente. Pour le site de DS, trop d'hypothèses sur les modalités de transfert d'eau entre le complexe glaciaire et l'aquifère d'une part et entre GFO et DS d'autre part, sont sans réponses pour réaliser une interprétation correcte de la restitution. L'utilisation de ce logiciel permet de valider l'hypothèse selon laquelle la restitution de ce traçage correspond à la vidange

d'un réservoir présentant une double porosité, étant donné que la courbe modélisée ne se cale pas correctement sur la courbe de restitution. L'interprétation est en effet basée sur le modèle de Fried (1975), s'appliquant généralement aux aquifères alluviaux poreux, ce qui ne correspond visiblement pas au type de fonctionnement hydrogéologique du complexe glaciaire. Par conséquent, les résultats sont parfois incohérents comme l'épaisseur de l'aquifère estimée à 0,96 m. Cette très faible valeur est certainement un artefact lié au fait qu'une partie de l'écoulement a transité par le réseau de conduits thermokarstiques qui représente un volume réduit par rapport au volume total du réservoir. L'interprétation de ces expériences de traçage à l'aide d'un modèle à double porosité permettrait certainement de mieux caractériser les propriétés du milieu souterrain en distinguant les réseaux de drainage concentrés et diffus.

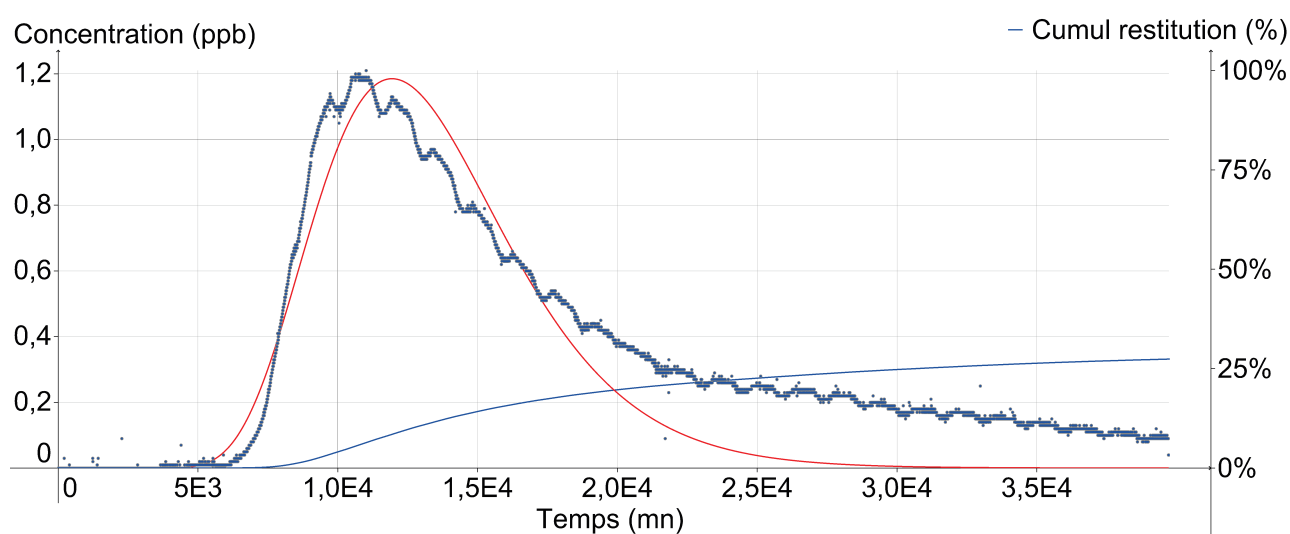


Figure 40: Représentation graphique et tableau de valeurs des paramètres de l'aquifère calculés à partir de l'interprétation de la restitution d'uranine à GFO.

VI- Fonctionnement hydrologique des bassins versants partiellement ou non englacés

Après la fonte de la totalité du manteau neigeux saisonnier (à partir de janvier-février), la totalité du stock annuel d'eau de fonte a rejoint un compartiment hydrogéologique ou cryosphérique par infiltration, ou le compartiment hydrologique par ruissellement. Les précipitations étant proches de 0 durant l'été austral, le soutien des cours d'eau dans la **zone supérieure** est assuré par la vidange des compartiments hydrogéologiques et cryosphériques ou par la fonte du matériel glaciaire constituant ces compartiments cryosphériques. Dans les bassins versants peu englacés le soutien des écoulements superficiels par la cryosphère n'est pas possible. Cela implique donc, si l'écoulement est pérenne, que les compartiments souterrains assurent ce soutien.

Le tableau 8 rassemble les résultats du calcul de la part de surface englacée drainée par les différents affluents du Colorado. Il n'existe pas réellement de bassins versants non englacés dans la **zone supérieure**, mais certains présentent des surfaces englacées de très faible superficie (<1%) comme Petit Rio et Rio 3. Ces résultats confirment la particularité du **secteur Tapado** dont un tiers de la surface est englacée. D'après l'interprétation du comportement hydrologique du **secteur Tapado**, il était attendu que le débit spécifique soit corrélé à la surface englacée. Finalement, les données du Tableau 8 indiquent qu'il n'existe pas de relation nette entre ces deux paramètres. Le Rio Kinnard qui draine la seconde surface la plus englacée est à la quatrième place en termes de débit spécifique. Il est même devancé par le Rio 5 drainant une surface englacée presque 4 fois inférieure (2,3%). L'apparente indépendance du débit spécifique vis à vis de la surface englacée ne peut pas être validée en l'état actuel car des mesures complémentaires seraient nécessaires. En effet, certains des affluents considérés sont alimentés par des sources situées plusieurs centaines de mètres en aval des compartiments cryosphériques et les écoulements de surface sont d'ailleurs rarement observés au pied de ces compartiments. Ceci indique que comme pour le cas du Tapado, une majorité de la production d'eau de fonte rejoint des réservoirs souterrains ou de sub-surface qui sont drainés par des sources plus en aval. Par conséquent la relation entre le taux de fonte des compartiments cryosphériques et le débit du torrent à l'exutoire du sous bassin versant disparaît à cause de la réduction de la vitesse de transfert durant le transit au sein des compartiments souterrains. Il y a de forte probabilités, si la relation surface englacée et débit spécifique était étudiée à l'échelle annuelle, qu'une relation puisse être établie car elle permettrait de prendre en compte la période de recharge et la période de vidange. Dans le **secteur Tapado**, la fonction de stockage d'eau de fonte et d'amortissement de la variabilité temporelle de la production d'eau est assurée par les compartiments cryosphériques. Pour les autres affluents du Colorado, ces fonctions sont donc assurées par les compartiments souterrains comme les aquifères fluvio-glaciaires ou les aquifère volcaniques. Les affluents qui présentent un bon débit spécifique pour une faible surface

englacée comme Rio 5 ou Rio 2 possèdent certainement les compartiments hydrogéologiques les

Site	Surface drainée (km ²)	Surface englacée (km ²)	Surface englacée (%)	Débit spécifique (l/s/km ²)
DS	9	2,81	31,9	12,0
Kinnard	20	1,67	8,4	4,1
Agua Negra	23	0,55	2,4	0,4
Petit rio	25	0,15	0,6	2,1
Affluent 1	9	0,27	3,1	0,2
Affluent 2	14	0,71	5,2	5,2
Affluent 3	6	0,13	2,1	3,3
Rio 5	6	0,15	2,3	4,7
Rio 4	36	2,31	6,3	2,3
Rio 3	41	0,22	0,5	1,8
Rio 2	195	2,16	1,1	3,5
Rio 1	29	0,36	1,2	1,6

Tableau 8: Couverture glaciaire des zones drainées par les différents affluents du Rio Colorado et débit spécifique.

plus développés et les plus efficaces dans le soutien des écoulements superficiels.

Dans la **zone supérieure** les principaux compartiments hydrogéologiques sont les compartiments volcaniques, qui parfois drainent des eaux très minéralisées dans les zones où ce compartiment a subi des processus d'altération hydrothermale (Voir chapitre 1 II.). Cependant les volumes d'eau présentant un marquage chimique lié aux interactions avec les formations volcaniques sont bien plus importants que ceux présentant un marquage chimique lié aux dépôts hydrothermaux. Les écoulements souterrains apparaissent donc comme un processus clé dans le fonctionnement hydrodynamique de la **zone supérieure** mais le peu de données disponibles pour ces compartiments réduit les possibilités de caractérisation de ces processus. L'échantillonnage isotopique réalisé durant cette étude a tout de même permis de déterminer une altitude de recharge pour les sources drainant des compartiments souterrains cryosphériques ou hydrogéologiques (tableau 9).

Ces résultats indiquent que les eaux drainées par les sources du **secteur Tapado** (GFO, DS) présentent une altitude de recharge similaire, ce qui est cohérent avec les résultats précédents. Par contre la différence entre l'altitude de recharge et l'altitude de GFO² en période de hautes eaux est deux fois plus élevée que celle déterminée pour les autres sources du secteur, alors que l'altitude maximale du compartiment cryosphérique GFO² est située à seulement 4600 m d'altitude. Un autre processus est nécessaire pour expliquer cette altitude de recharge qui paraît sur-estimée. Pour l'affluent 3.1, l'altitude de recharge estimée correspond à l'altitude d'une crête surplombant la source, ce résultat indiquerait donc que l'eau alimentant cette source provient de

l'infiltration de l'eau de fonte en aval de cette crête. C'est également le cas pour l'affluent 5.2 dont la zone de recharge se situe juste en amont de la source dans une zone de replat. Afin de compléter ces informations il serait intéressant d'utiliser des méthodes de détermination du temps de séjour des eaux au sein de l'aquifère volcanique à partir des données chimiques ou de mesures isotopiques complémentaires (ex : Tritium). Cependant il sera nécessaire de préciser les processus de minéralisation en jeu, notamment pour les affluents affectés par les zones d'altération hydrothermales, avant de déterminer un temps de séjour.

Basses eaux				
Site	Altitude (m)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Altitude de recharge (m)	Différence (m)
GFO	4278	-17,57	4507	229
GFO ²	4250	N.C.	N.C.	N.C.
DS	4154	-17,62	4529	375
Affluent 3.1	3760	-17,20	4346	586
Affluent 5.2	3371	-17,66	4546	1175
Hautes eaux				
Site	Altitude (m)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Altitude de recharge (m)	Différence (m)
GFO	4278	-18,32	4842	564
GFO ²	4250	-19,11	5208	958
DS	4154	-17,92	4662	508
Affluent 3.1	3760	N.C.	N.C.	N.C.
Affluent 5.2	3371	-17,63	4533	1162

Tableau 9: Altitude de recharge estimée pour les eaux prélevées à l'exutoire des compartiments souterrains de la **zone supérieure**.

VII-Particularités du fonctionnement hydrologique de la zone supérieure

Ce travail a permis d'identifier le rôle clé des compartiments cryosphériques et du compartiment volcanique dans le fonctionnement hydrodynamique de la **zone supérieure**.

Les compartiments cryosphériques assurent la fonction de production d'eau dans la **zone supérieure** et, dans le cas du **secteur Tapado**, la fonction de stockage et d'amortissement de la variabilité temporelle de la production. Ce cas est exceptionnel dans le bassin versant de l'Elqui, où aucun autre sous-bassin versant ne présente le même fonctionnement hydrodynamique, en lien avec les compartiments cryosphériques. Les informations disponibles dans la littérature pour décrire ce type de système ou un complexe glaciaire est alimenté directement par la fonte d'un glacier sont rares. Généralement, ce type d'étude s'intéresse au fonctionnement hydrologique de glaciers rocheux isolés et rechargés par la fonte du manteau neigeux (Krainer et al., 2007; Lecomte et al., 2008; Tenthorey, 1994, 1992). Ainsi ces résultats pourraient être transposés à d'autres bassins versants de montagne semi-aride dans le monde, à condition qu'ils soient caractérisés par la présence d'un assemblage de plusieurs compartiments cryosphérique, formant un complexe glaciaire, alimentés de façon importante par un compartiment amont, ici le glacier Tapado. Pour tout le reste de la **zone supérieure** il semblerait que ce soit le compartiment volcanique qui assure la fonction de stockage de l'eau de fonte. Le fait qu'un compartiment hydrogéologique assure l'amortissement de la variabilité des précipitations, puis du transfert de l'eau de fonte est plutôt favorable à la pérennité de la contribution de la **zone supérieure** vers les zones inférieures du bassin versant. En effet, les compartiments cryosphériques seront les premiers affectés par une potentielle augmentation de température, qui risque de modifier leur structure mais aussi de mettre en péril leur existence. D'un autre point de vue, le retrait glaciaire lié à l'augmentation de l'altitude de l'isotherme 0°C permettrait de libérer des surfaces actuellement gelées, et donc imperméables, qui pourraient devenir de potentielles zones d'infiltration des eaux de fonte vers le compartiment volcanique. Il n'est pas certain que cette évolution soit favorable au fonctionnement hydrologique du bassin versant car l'augmentation de la température de l'air favorise la fonte rapide du manteau neigeux et le ruissellement, plutôt que l'infiltration (Jourde et al., 2011). La mise en place d'un suivi plus précis sur la **zone supérieure** permettrait d'évaluer la manière dont le système hydrologique s'équilibrerait, dans ce contexte d'augmentation des températures en altitude (Souvignet et al., 2010a). Ce résultat est important car cette compensation de l'impact de la réduction du nombre et de la taille des compartiments cryosphériques, sur le fonctionnement hydrologique des zones de haute altitude n'est pas pris en compte dans les travaux de modélisation des impacts du changement climatique sur le fonctionnement hydrologique de zones de haute altitude. En effet, il serait intéressant d'intégrer ce processus de compensation de la disparition de la réduction de la cryosphère. Ce travail sur la **zone supérieure** du bassin versant de

L'Elqui laisse supposer que les compartiments hydrogéologiques jouent un rôle clé dans son fonctionnement hydrologique alors qu'ils sont les moins bien connus.

Le second point important à prendre en compte est la qualité des eaux. Les données chimiques ont montré que certains compartiments drainent des eaux particulièrement minéralisées et chargées en éléments métalliques. A l'heure actuelle les volumes produits par ces compartiments sont faibles et l'effet de dilution permet d'améliorer la qualité de ces eaux. Ce n'est bien sûr plus le cas dans le **secteur Toro**, où l'activité minière a entraîné une augmentation des volumes d'eau contaminés. Si les apports d'eau douce par les précipitations diminuent et si le soutien des torrents par les compartiments volcaniques, parfois altérés, deviennent un processus majeur à la fin de la période de fonte, il est possible que la qualité de l'eau du Colorado soit dégradée. Cette situation poserait problème dans le sens où cette diminution affecterait également la rivière Laguna réduisant son pouvoir de dilution de la contamination de la rivière Toro au niveau de la confluence Laguna-Toro.

Les résultats de ce travail sur la **zone supérieure** ont montré que son fonctionnement hydrologique est particulier, notamment du fait d'interactions complexes entre compartiments cryosphériques, hydrologiques et hydrogéologiques. La pérennité de l'alimentation en eau de la **zone inférieure** par la **zone supérieure** est actuellement soutenue par les processus de transfert et d'interactions entre compartiments cryosphériques et hydrogéologiques, mais les modifications climatiques attendues pour le bassin versant de l'Elqui (Chapitre 1 II.) risque de déstabiliser cet équilibre. En conséquence, il est fort probable que l'infiltration diminue en faveur du ruissellement, provoquant un raccourcissement de la période de hautes eaux et un décalage de ces hautes eaux plus tôt dans l'été austral. Ce travail a également montré que la diminution des précipitations et l'augmentation des températures attendues dans les 50 années à venir (Souvignet et al., 2010a) pourraient affecter la qualité des masses d'eau dans la **zone supérieure**. La minéralisation des compartiments hydrogéologiques de la zone supérieure entraîne une altération de la qualité des eaux qu'ils contiennent. Cette altération est caractérisée par une augmentation de la conductivité électrique, de la concentration en sulfates et des concentrations en éléments traces comme l'aluminium, le manganèse, le cuivre ou encore le lithium. Dans l'hypothèse selon laquelle la contribution des compartiments cryosphériques aux compartiments hydrologiques diminuera au profit d'une contribution des compartiments hydrogéologiques, il est probable que la qualité des eaux superficielles de la **zone supérieure** se dégrade. La **zone supérieure** du bassin versant de l'Elqui étant connue pour contribuer fortement à l'alimentation de la **zone inférieure**, la dégradation de la qualité de l'eau et la diminution des stocks annuels affecteraient fortement la totalité du système hydrologique du bassin versant.

Chapitre 3 : Interactions entre compartiments superficiels et souterrains dans la zone inférieure du bassin versant.

I- Les processus d'interaction surface-souterrain

Les eaux superficielles et souterraines ne sont pas des composantes isolées et interagissent au sein des systèmes hydrologiques. Ainsi, une perturbation ou une contamination affectant l'une de ces composantes a de fortes chances d'affecter la seconde (Sophocleous, 2002). Les modalités d'interactions entre compartiments constitutifs des hydrosystèmes apparaissent ainsi comme incontournables dans la compréhension du fonctionnement hydrologique des bassins versants. L'évolution du concept d'interaction surface-souterrain et la prise en compte de l'importance de ces processus par la société sont bien illustrées par le cas de l'Australie. De récentes évolutions de la législation sur l'eau ont été observées et les eaux souterraines et superficielles sont maintenant considérées comme une seule et même ressource (Fullagar et al., 2006).

Un inventaire exhaustif des différents systèmes d'interaction surface-souterrain et des processus mis en jeu est disponible dans la littérature (Jones and Mulholland, 2000; Kalbus et al., 2006; Sophocleous, 2002; Winter, 1999; Wright, 1980). Deux situations peuvent être distinguées suivant la connexion ou la déconnexion entre eaux souterraines et superficielles. D'après Banks et al. (2011), dans le cas de systèmes connectés : i) la rivière gagne de l'eau dans les zones où les eaux souterraines rejoignent la surface à travers le lit du cours d'eau, ii) de manière inverse, la rivière peut perdre de l'eau en rechargeant le compartiment souterrain en s'infiltrant par le lit du cours d'eau. Il est fréquent qu'une rivière gagne de l'eau sur certains tronçons et qu'elle en perde sur d'autres, la direction des échanges dépendant des différences de charge hydraulique au sein du système. Les systèmes déconnectés sont caractérisés par la présence d'une zone non saturée par laquelle peut s'infiltrer l'eau de la rivière, si son lit n'est pas colmaté. Le flux d'eau est contrôlé par la charge hydraulique dans la rivière et par les propriétés hydrauliques du lit de la rivière et de l'aquifère. Les systèmes déconnectés peuvent être : (i) totalement déconnectés, dans ce cas les variations de niveau piézométrique n'affectent pas le taux d'infiltration, (ii) en régime transitoire, entre des phases de connexion ou de déconnexion, les variations de niveau piézométrique peuvent affecter le taux d'infiltration (Brunner et al., 2010).

Les systèmes surface-souterrain pour lesquels la rivière gagne de l'eau sont les plus étudiés et par conséquent mieux décrits dans la littérature (Banks et al., 2009; McGlynn and McDonnell, 2003; Sklash and Farvolden, 1979) que ceux pour lesquels la rivière perd de l'eau (Ruehl et al., 2006). En effet, dans le cas de systèmes déconnectés, il est généralement aisé de définir les critères théoriques de déconnexion mais leur caractérisation sur le terrain reste difficile. La déconnexion est le plus souvent déterminée théoriquement sur la base de mesures de charge hydraulique

(hauteur d'eau dans la rivière et niveau piézométrique) plutôt que par des mesures directes sur le terrain dans le cadre d'études exploratoires de la zone non saturée (Brunner et al., 2010, 2009a; Desilets et al., 2008; Fox and Durnford, 2003).

Bien que la classification des différents systèmes soit valide, la plupart des études ne réussissent pas à considérer le comportement de chaque cours d'eau ou tronçons dans le contexte plus large d'un système hydrographique régional (comprenant plusieurs affluents). La prise en compte de la variabilité de ces processus depuis la tête de bassin versant jusqu'à l'exutoire permettrait de mieux caractériser les conséquences d'un type de système d'interaction sur la quantité et la qualité de la ressource (Banks et al., 2011).

Un grand nombre de techniques caractérisant la connectivité surface-souterrain peuvent être utilisées, en fonction du type de connexion que l'on cherche à mettre en évidence et de l'échelle d'étude (Harvey and Wagner, 2000; Harvey et al., 1996). Lorsqu'un suivi régulier des propriétés physico-chimiques des masses d'eau est disponible il est possible d'appliquer la méthode de la séparation d'hydrographe (Chapman, 1999; Pinder and Jones, 1969). Cette méthode permet de quantifier les flux entre compartiments souterrain et superficiel mais n'apporte pas d'informations explicites sur les axes de drainage souterrain, le compartiment souterrain étant considéré comme une boîte noire. La seconde méthode est la modélisation numérique des écoulements hydrogéologiques dont l'objectif est de caractériser la connectivité surface-souterrain (Brunner et al., 2009b; Fox and Durnford, 2003; Osman and Bruen, 2002). Enfin, les études exploratoires basées sur des campagnes de terrain utilisent généralement des traceurs naturels des masses d'eau comme la conductivité électrique, la température, les isotopes stables (Oxygène 18 / Deutérium) et radiogéniques (^4He et le ^{222}Rn) en tant qu'indicateurs de conditions de décharge de l'aquifère vers la rivière (Cook et al., 2003; Hatch et al., 2006; Kalbus et al., 2006; Stellato, 2008; Winter et al., 1998). Ces paramètres chimiques et isotopiques se sont révélés être de très bons indicateurs de la variabilité spatiale et temporelle des interactions hydrologiques entre compartiments superficiels et souterrains (Constantz and Stonestrom, 2003). A noter que l'utilisation d'un seul traceur peut être insuffisante pour caractériser correctement les relations hydrologiques entre compartiments de surface et compartiments souterrains. Les résultats obtenus en couplant plusieurs traceurs dans une approche complémentaire sont beaucoup plus intéressants et représentatifs (Andersen and Acworth, 2009; Cook et al., 2003; Kalbus et al., 2006; Stellato, 2008).

Les conditions climatiques font partie des forçages naturels pouvant affecter les processus de transferts entre compartiments hydrologiques et hydrogéologiques. En contexte semi-aride, les interactions eaux souterraines - eaux de surface sont contraintes à la fois par le cumul et la variabilité des précipitations. Ces interactions se déroulent dans des parties définies du paysage,

comme par exemple les zones alluviales, et sont généralement épisodiques et variable (Newman et al., 2006) . Les rivières s'infiltrant vers l'aquifère dans les zones alluviales peuvent constituer un processus de recharge important des compartiments souterrains dans les bassins versants de montagne, notamment durant la fonte du manteau neigeux ou durant des épisodes orageux particulièrement violents (Newman et al., 2006). Dans les régions chiliennes semi-arides et arides de Coquimbo et de l'Atacama (située plus au nord) la demande en eau croît fortement. Les facteurs tels que la croissance démographique et le développement de secteurs économiques forts consommateurs d'eau (agriculture, industrie minière) sont à l'origine de cette croissance, à un moment où la variabilité climatique fait également augmenter la pression sur la ressource (CONAMA, 2006; Souvignet et al., 2010). En contexte de stress hydrique, une bonne compréhension de la connexion surface-souterrain est une clé de la gestion de la ressource en eau (Kalbus et al., 2006; Sophocleous, 2002). Une amélioration des connaissances sur l'origine de la ressource et des modalités de transfert des masses d'eau entre compartiments est requise pour mettre en place une gestion correcte de la ressource (Strauch et al., 2009).

La partie basse du bassin versant de l'Elqui, entre la confluence Turbio-Claro et la ville de La Serena située sur la côte, a fait l'objet de nombreuses études sur la quantité et la qualité de la ressource en eau contenue dans les compartiments alluviaux (DGA, 2009, 2003; INECON, 1997; United state department of the interior, 1955; Zavala and H. Trigos, 2008). Des interactions surface-souterrain sont souvent identifiées dans ces études mais les processus impliqués dans ces interactions sont rarement caractérisés. Le second thème, peu étudié dans le bassin versant de l'Elqui, est le potentiel hydrogéologique des compartiments de socle (formations volcaniques et plutoniques). Ces compartiments sont généralement considérés comme présentant des propriétés hydrogéologiques très faibles (DGA, 1986) et par conséquent ont été peu explorés. Des études plus récentes se sont intéressées au potentiel hydrogéologique du socle dans plusieurs bassins versants de la région de Coquimbo (Luengo et al., 2006; Rojas, 2006; Strauch et al., 2009) et ont montré que celui-ci était très certainement sous-estimé.

Ce chapitre est consacré à la caractérisation des interactions et des processus de transfert entre les compartiments hydrologique et hydrogéologiques de la zone inférieure du bassin versant de l'Elqui. L'objet d'étude principal de ce chapitre concerne le compartiment alluvial situé en fond de vallée dans les **secteurs Turbio, Claro** et **Haut Elqui**. La disponibilité des données hydrogéologiques et physico-chimique est très différente en fonction du secteur étudié. Un grand nombre de stations fluviométriques et piézométriques existent dans le **secteur Elqui**, par contre dans les **secteurs Turbio** et **Claro**, seules deux stations sont réellement exploitables (voir Chapitre 1). Parmi les données physico-chimiques, le **secteur Claro** est bien représenté avec un nombre important d'échantillons d'eaux superficielles et souterraines, en périodes de basses et hautes eaux. Dans le

secteur Turbio l'absence de données physico-chimiques sur le compartiment souterrain plus en amont de Rivadavia empêche la caractérisation précise des transferts surface-souterrain dans ce secteur. Dans le **secteur Elqui**, c'est le faible nombre d'échantillons superficiels, et les lacunes d'échantillons en hautes ou basses eaux qui limitent la caractérisation. Malgré la rareté des informations hydrodynamiques et hydrochimiques concernant les compartiments de socle dans le bassin versant de l'Elqui, ces compartiments seront tout de même considérés dans la caractérisation des différentes interactions. Quelques hypothèses seront développées à partir des données récoltées dans le cadre de ce travail afin de juger de la cohérence de l'hypothèse historique selon laquelle les compartiments de socle ne seraient pas impliqués dans le fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Elqui.

Dans un premier temps les méthodes appliquées pour la caractérisation des masses d'eau, de leur connectivité et de leurs interactions seront présentées. Le contexte hydrologique et les caractéristiques physico-chimiques des masses d'eau seront ensuite décrits. Puis, la connectivité ainsi que les processus de transfert entre compartiments superficiels et souterrains seront caractérisés. Enfin, l'impact de la variabilité climatique sur les processus de transfert sera évalué.

II- Méthodes d'étude des processus d'interactions entre eaux superficielles et eaux souterraines

II.1- Détermination de la connectivité entre compartiments.

Différentes méthodes sont appliquées aux données hydrologiques et physico-chimiques afin de déterminer le niveau de connectivité entre compartiments superficiels et souterrains. Les indices de connectivité obtenus permettent d'identifier un potentiel d'interaction entre ces compartiments, indispensable pré-requis à la mise en place de processus de transfert d'eau.

II.1.1- Jaugeages différentiels

La réalisation d'expériences de jaugeage différentiels est une bonne méthode préliminaire pour l'exploration d'un bassin versant à la recherche de zones de connectivité surface-souterrain (Arnott et al., 2009; Cey et al., 1999; Harte and Kiah, 2009; Langhoff et al., n.d.; Opsahl et al., 2007; Schmadel et al., 2010). Cette expérience consiste à mesurer le débit d'un cours d'eau en amont et en aval d'un tronçon choisi, puis à comparer ces deux mesures afin de savoir si le cours d'eau perd ou gagne de l'eau sur ce tronçon. Il est important de s'assurer au préalable de l'absence d'affluents ou de prélèvement d'eau dans la rivière entre les points amont et aval. En cas d'apport ou de prélèvement sur le tronçon, il est préférable, bien que parfois difficile, de quantifier les variations de débit résultantes. La mesure de débit peut être réalisée par différentes méthodes : exploration du champ de vitesse à l'aide d'un courantomètre mécanique ou électromagnétique, jaugeage par dilution chimique, mesures acoustiques (ADCP). Le choix de la méthode employée dépend

principalement de la morphologie et du débit du cours d'eau. La littérature disponible à ce sujet couvre les différents cas qui peuvent être rencontrés sur le terrain (Butterworth et al., 2000; Day, 1977, 1976; Moore, 2005). L'évaluation de l'incertitude de mesure permet de déterminer l'amplitude de variation de débit représentative (Day, 1976; Mcmillan et al., 2012). Les résultats de jaugeages différentiels utilisés dans cette étude ont été réalisés par la DGA par la méthode de jaugeage par exploration du champ de vitesse à l'aide d'un courantomètre mécanique.

Dans un second temps, le principe du jaugeage différentiel a été appliqué aux longues chroniques de débit disponibles dans la zone inférieure du bassin versant. Cette méthode a permis de déterminer les conditions d'interaction dominantes entre compartiments superficiels et souterrains (gains ou pertes d'eau depuis la rivière) et leur variabilité saisonnière. Les résultats apportés par cette méthode permettent de poser les hypothèses de base pour estimer les interactions entre compartiments de la zone inférieure.

II.1.2- Approche physico-chimique

La seconde méthode appliquée pour l'estimation de la connectivité surface-souterrain est basée sur les données physico-chimiques. L'hypothèse de travail repose sur la différence naturelle entre les paramètres physico-chimiques des masses d'eau superficielles et souterraines qui diminue avec l'augmentation de la connectivité. L'écart entre les compartiments superficiels et souterrain sera donc mesuré pour chaque paramètre sur les différents sites en périodes de hautes et basses eaux. Afin de pouvoir comparer les écarts mesurés pour chacun des paramètres, chaque valeur est divisée par l'écart-type des valeurs, calculé pour chaque paramètre. Les indices ainsi créés vont permettre de classer chaque site du potentiel de connexion le plus élevé à celui le plus bas. La création d'indices de connectivité à partir de plusieurs données physico-chimiques sur chacun des sites permet de considérer cette méthode comme plutôt fiable.

II.1.3- Estimation d'un indice de connectivité, méthode de Ransley and Tottenham, (2007)

La troisième méthode d'estimation de la connectivité entre compartiments superficiel et souterrain consiste à calculer un indice de connectivité à partir d'information géologiques, sédimentologique, géomorphologiques et piézométriques (Ransley and Tottenham, 2007). Cette méthode est applicable en contexte alluvial et a été utilisée dans une étude récente traitant des interactions surface-souterrain dans le bassin versant voisin du Limari (Oyarzún et al., 2013). Une classification a été déterminée pour chaque critère précédemment mentionné (tableau 10). Ainsi certaines classes de conditions indiquent une bonne connectivité (notes positives) tandis que d'autres la réduisent (notes proches de 0 ou négatives). D'après cette classification, la connectivité est très forte lorsque le lit du cours d'eau est constitué majoritairement de sable, la formation géologique aquifère est constituée de galets et de sables, le niveau piézométrique moyen est situé

à une profondeur inférieure à 10 m et le contexte géomorphologique est érosif. Au contraire, la connectivité est très faible lorsque le lit du cours d'eau et la formation géologique aquifère présentent une forte proportion d'argile, le niveau piézométrique moyen est situé à une profondeur supérieure à 20 m et le contexte géomorphologique indique une sédimentation. Le calcul de l'indice de connectivité tient compte d'un coefficient pour chaque critère afin de tenir compte de leur poids dans le potentiel de connectivité d'un site :

Données d'entrée	Classes	Note
Géologie	Gravier / Sable	5
	Argile / Sable	3
	Argile	-4
Sédiment du lit du cours d'eau	Gravier / Sable	5
	Loam sableux / Loam limoneux	3
	Limons / Loam argileux	-1
	Argile	-4
Profondeur du niveau piézométrique	< 10 m	5
	10 – 20 m	3
	> 20 m	0,5
Géomorphologie	Environnement érosif	5
	Environnement de dépôt	1
	Point haut	0

Tableau 10: Critères, classification et notation appliquées dans le cadre de la méthode de calcul de l'index de connectivité. (Source : Ransley et al., 2007)

$$\text{Indice de connectivité} = (5 \times \text{Géologie}) + (5 \times \text{Sédiment}) + (3 \times \text{niveau piézo.}) + (2 \times \text{géomorphologie})$$

Ces coefficients déterminés arbitrairement par Ransley and Tottenham (2007) illustrent l'importance variable de chacun des paramètres influençant le degré de connectivité entre une rivière et l'aquifère sous-jacent. Les premier et second critères sont le type de sédiment constituant le lit du cours d'eau et la géologie de l'aquifère. Ces critères possèdent un coefficient de cinq, indiquant qu'ils sont les deux plus importants dans la détermination de l'indice de connectivité. En effet, ces deux critères conditionnent la vitesse maximale des flux d'eau à travers la zone hyporhéique pour le type de sédiment du lit du cours d'eau et à travers l'aquifère pour la géologie. Ces critères ont plus de poids dans la formule de l'indice de connectivité car ils caractérisent de façon indirecte le potentiel de transfert d'eau à un pas de temps donné entre un compartiment superficiel et un compartiment souterrain. Le troisième critère est la profondeur du niveau piézométrique qui possède un coefficient de trois dans la formule de l'indice de connectivité. Ce critère est utile dans le sens où la proximité spatiale entre eaux souterraines et superficielles facilite les échanges. Enfin le dernier critère est une caractérisation simplifiée de la géomorphologie. Ransley and Tottenham, (2007) considèrent que les zones de sédimentation favorisent le développement de compartiments aquifère épais avec des niveaux piézométriques profonds, tandis que les environnements érosifs favorisent la mise en place de formations

aquifères liés à un environnement de dépôt de haute énergie qui présentent des niveaux piézométriques peu profonds. D'après la formule de Ransley and Tottenham (2007) les paramètres géomorphologiques, hydrogéologiques, pédologiques et géologiques sont, dans un ordre croissant, les quatre paramètres permettant d'expliquer la majorité de la connectivité surface-souterrain d'un site.

Les indices calculés permettront de classer chaque site selon trois catégories de connectivité : faible, moyenne et forte. Étant donné que Ransley and Tottenham (2007) ne proposent pas de « note palier » séparant chacune des catégories, trois classes seront créées entre les indices maximum et minimum obtenus sur la zone d'étude. Les données géologiques ont été obtenus à partir des logs stratigraphiques des puits forés durant la campagne de caractérisation de la ressource en eau souterraine réalisée dans les années 50 (United state department of the interior, 1955). Les données piézométriques sont disponibles à partir des bases de données de la DGA à l'échelle mensuelle et l'environnement géomorphologique a été déterminé à partir des observations de terrain. Par contre, il n'a pas été possible d'avoir accès à une caractérisation du type de sédiments du lit des cours d'eau dans l'Elqui. Afin de pouvoir appliquer la méthode de Ransley et al., (2007), les données référençant le type de sol du bassin (CNR, 2011; Comision nacional de Riego, 1979) ont été utilisées comme proxy du type de sédiments constitutifs du lit du cours d'eau.

II.1.4- Analyse des concentrations en Radon

Les trois méthodes présentées précédemment ont été utilisées pour caractériser la connectivité surface-souterrain pour le compartiment alluvial. Afin de caractériser la connectivité entre le compartiment alluvial souterrain et le compartiment plutonique, quelques mesures de concentration en radon ont été utilisées. La concentration en radon dans les eaux souterraines dépend généralement des caractéristiques des roches encaissantes (concentration en uranium et radium, porosité et densité) et du temps de résidence de l'eau dans l'aquifère (Le Druillennec, 2007).

II.2- Caractérisation des transferts entre compartiments

Après la caractérisation du potentiel d'interaction sur la zone d'étude, les méthodes suivantes ont permis de caractériser les processus de transfert entre compartiments (perte ou gain en eau de la rivière ; modalités de recharge des compartiments souterrains).

II.2.1- Approche hydro-météorologique

Dans un premier temps, des figures présentant les chroniques hydro-météorologiques au pas de temps mensuel sont créées. Ces figures permettent d'observer dans le détail les variations de précipitations, débits, et niveaux piézométriques, qui ne sont pas visibles dans les figures

présentant les tendances saisonnières et interannuelles. Elles permettent d'apporter des indications sur la réactivité des niveaux piézométriques en réponse au comportement de la rivière (crue/étiage) ou aux conditions météorologiques (événements extrêmes : crues/sécheresse). A partir de ces figures il est possible de caractériser qualitativement les processus d'interaction entre compartiments superficiels et souterrains ainsi que les processus de recharge du compartiment souterrain. A cause de l'absence de nivellement des mesures de hauteurs d'eau des rivières, il n'est pas possible de déterminer la connexion (absence de zone non saturée) théorique entre la rivière et l'aquifère. Par conséquent, la connexion sera déterminée en se basant sur les niveaux piézométriques maximums observés saisonnièrement et en cas d'événements extrêmes. Si les niveaux atteints dans ces deux conditions concordent et sont les valeurs maximales de la chronique, alors l'hypothèse est qu'à partir de cette profondeur relative maximale, la nappe est drainée par la rivière. Dans cette situation une augmentation des apports d'eau ne provoque plus d'augmentation du niveau piézométrique car la surface est atteinte au niveau de la rivière. Cette hypothèse ne sera appliquée qu'aux sites pour lesquels les niveaux piézométrique sont à moins de 10 m de la surface, les autres seront considérés comme déconnectés. Il est ainsi possible de déterminer que les compartiments superficiels et souterrains dans le **secteur Turbio** sont clairement déconnectés, contrairement au **secteur Claro** où les niveaux de nappe et de rivière sont relativement concordants. Cet état de connexion entre eaux superficielles et souterraines est important car l'absence de zone non saturée (système surface-souterrain connecté) est une condition indispensable à la mise en place d'une décharge de la nappe vers la rivière.

II.2.2- Approche physico-chimique

Les résultats obtenus par l'approche hydro-météorologique sont ensuite précisés ou complétés par l'interprétation des variations spatiales et temporelles des variables physico-chimiques mesurées sur les compartiments superficiels et souterrains. La conductivité électrique est un bon indicateur des variations globales de salinité des masses d'eau. Lorsque la conductivité électrique augmente ou diminue entre deux sites ou entre deux saisons, il est possible d'en déduire qu'un processus à fait évoluer la salinité de l'eau. Ces processus peuvent être :

- i. un mélange de deux masses d'eaux, marqué par : une dilution des éléments chimiques liée aux apports d'une masse d'eau moins chargée (précipitations, écoulements superficiels), une augmentation de la concentration liée au mélange avec une masses d'eau plus chargée (écoulements souterrain, drainage minier acide).
- ii. Un apport anthropique de fertilisants ou de résidus phytosanitaires, marqué par une augmentation de la concentration des éléments généralement associés à ces produits comme les nitrates ou le potassium.

- iii. Un processus naturel affectant la masse d'eau, comme son évaporation, induisant une augmentation de concentration de certains éléments dissouts.

Cette liste n'est pas exhaustive et l'interprétation d'un processus à partir des variations des variables physico-chimiques doit être faite en accord avec les résultats apportés par les autres méthodes. Chacune des variables physico-chimiques disponibles permet d'apporter une information différente. Les ions majeurs indiqueront par exemple si une variation de conductivité électrique est associée à une variation de faciès chimique ou uniquement à un processus de concentration ou de dilution. Par exemple, la silice est utilisée comme un indicateur du temps de résidence et de la profondeur des masses d'eau. Plus la concentration en silice est forte plus la masse d'eau a séjourné longtemps et/ou profondément dans un compartiment souterrain (Stewart et al., 2007). Par contre, cet élément ne permet pas de définir l'origine ou de quantifier le temps de séjour d'une masse d'eau dans un compartiment. Dans cette étude, la silice est utilisée en tant qu'indicateur relatif d'apports d'eau souterraine vers la rivière ou de la contribution des eaux superficielles au souterrain. Les éléments traces utilisés en complément des données précédentes peuvent être un bon indicateur de l'origine des masses d'eau et du mélange de deux masses d'eau d'origines différentes. Le nombre d'éléments en traces utilisés dans ce chapitre est moins important que dans le chapitre 2, se limitant au rubidium, au strontium et au lithium. Ces éléments montrant la même dynamique de variation que le reste des éléments traces présentés dans le chapitre 2 sont suffisants pour interpréter la variabilité des concentrations en éléments traces. Enfin, les isotopes stables de l'eau sont très utiles dans la détermination des modalités de recharge des compartiments souterrains. En effet, la caractérisation précise des teneurs isotopiques des précipitations permet en se basant sur le gradient altitudinal des teneurs en Oxygène 18 ou en Deutérium, d'estimer l'altitude de recharge des eaux souterraines (Darling and Bath, 1988).

III- Présentation du contexte hydro-climatique dans la zone inférieure du bassin versant.

Le tableau 11 présente les données caractéristiques de chacune des stations pluviométriques de la zone inférieure du bassin versant de l'Elqui (figure 41). Ces stations montrent des cumuls annuels moyens variant entre 60,1 mm et 160,4 mm, sur une période de 25 ans pour les chroniques les plus courtes. Les écart-types de ces cumuls annuels sont très proches des valeurs moyennes ce qui indique une grande variabilité inter-annuelle des précipitations. Lors des années particulièrement humides, les cumuls annuels maximums de précipitation peuvent pratiquement quadrupler, comme c'est le cas à la station de Montegrande pour laquelle le cumul annuel moyen vaut 71,3 mm et le cumul annuel maximum vaut 264,0 mm (Tableau 11).

Site	Secteur	Altitude (m)	Cumul annuel Moyen (mm)	Écart type	Cumul annuel Maximum (mm)
La Serena	Elqui	15	87,2	62,6	190,5
Almendral	Elqui	430	86,4	67,7	230,5
Vicuna	Elqui	730	93,9	72,6	231,3
Rivadavia	Elqui	1200	96,1	78,2	318,9
Montegrande	Claro	1155	71,3	69,2	264,0
Pisco Elqui DMC	Claro	1300	105,9	97,9	358,4
Los Nichos	Claro	1350	129,1	118,0	455,0
La Ortiga	Claro	1560	146,9	140,4	360,0
Cochiguaz	Claro	1560	94,8	81,9	193,5
Huanta	Turbio	1240	60,1	60,9	118,5
Juntas del Toro	Turbio	2155	99,2	82,9	182,6
La Laguna	Laguna	3100	160,4	111,3	360,0

Tableau 11: Paramètres caractéristiques des stations pluviométriques du bassin versant de l'Elqui.

Comme discuté dans le chapitre précédent (Chapitre 1 II.3), les précipitations ont tendance à augmenter avec l'altitude (tableau 11), à l'exception du pluviomètre de Cochiguaz qui est situé à l'amont du **secteur Claro** et qui présente seulement le second cumul annuel moyen du secteur. On note cependant des valeurs de gradients différentes entre les **secteurs Turbio** et **Claro**. La moyenne annuelle de Junta del Toro (**Secteur Turbio**) à 2155 m d'altitude est moins importante que celle de Pisco Elqui (**Secteur Claro**) à 1300 m d'altitude. Cette différence pourrait s'expliquer par une distance à la côte pacifique plus importante pour le **secteur Turbio**, associée à un assèchement plus prononcé des masses d'air.

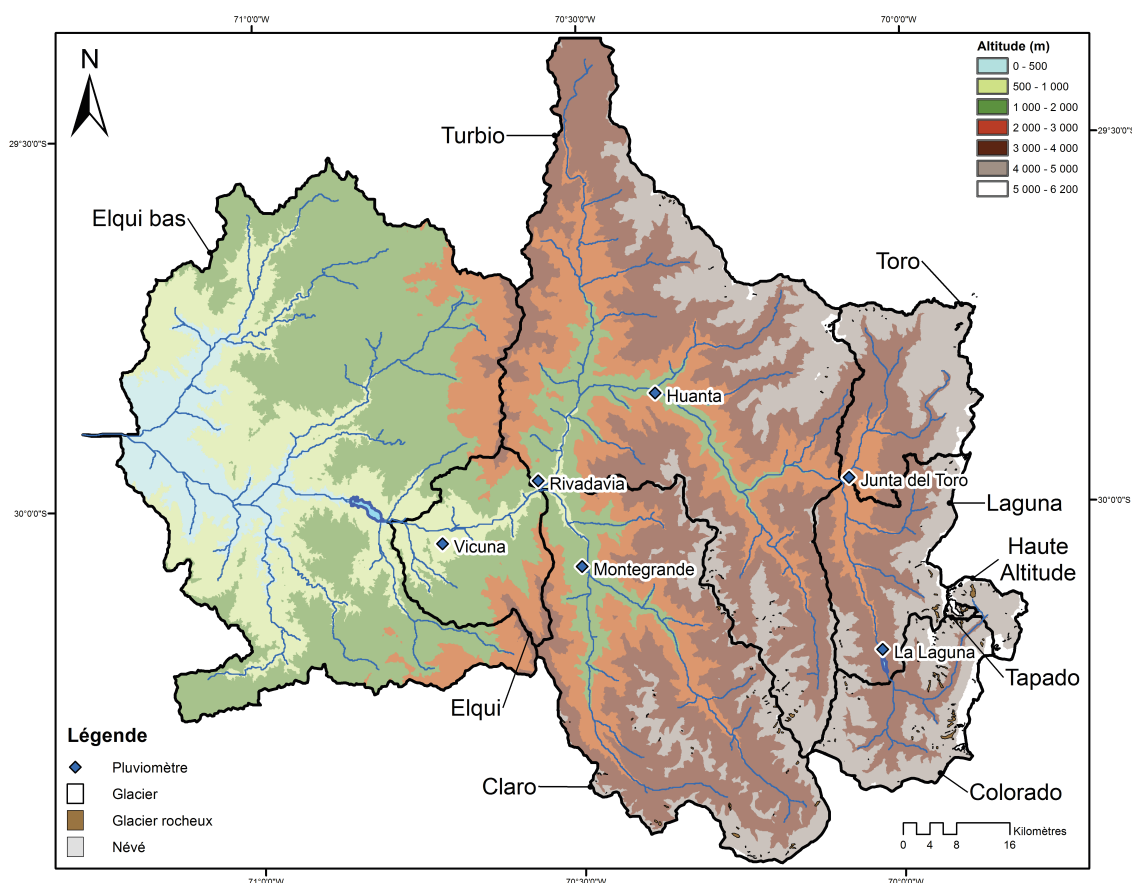


Figure 41: Localisation des stations pluviométriques dans la zone inférieure

Les débits mensuels moyens des cours d'eau de chaque secteur sont présentés dans le tableau 12. Ces débits varient entre $0,77 \text{ m}^3/\text{s}$ et $11,13 \text{ m}^3/\text{s}$ sur une période variant entre 28 et 98 ans selon les stations (Figure 42 et Annexe 1) et présentent de forts écart-types indiquant une variabilité importante des débits mensuels moyens. Les débits mensuels minimums et maximums illustrent bien cette variabilité, les têtes de bassin comme La Laguna, Estero Derecho et Cochiguaz présentant les débits spécifiques les plus élevés. Ces résultats sont cohérents avec ceux obtenus dans le chapitre 2 et qui ont permis d'expliquer l'origine des débits spécifiques forts dans la zone supérieure par un soutien du compartiment hydrologique par les compartiments cryosphériques et hydrogéologiques. Le débit spécifique du Toro au niveau de la douane est presque trois fois plus faible que celui calculé pour La Laguna, ce qui peut s'expliquer par un climat moins humide dans le **secteur Toro** qui se trouve plus au nord. Cette particularité du climat affecterait le couvert neigeux hivernal et les compartiments cryosphériques jouant un rôle important dans la production d'eau.

Nom	Secteur	Altitude (m)	Débit mensuel Moyen (m ³ /s)	Ecart type	Débit mensuel Min. (m ³ /s)	Débit mensuel Max. (m ³ /s)	Débit spécifique (m ³ /s/km ²)
Elqui en Algarrobal	Elqui	760	11,1	13,3	1,5	173,5	1,9.10 ⁻³
Claro en Rivadavia	Claro	820	4,4	5,9	0,2	56,4	2,6.10 ⁻³
Claro en Montegrande	Claro	1120	3,0	3,7	0,4	41,5	2,5.10 ⁻³
Cochiguaz en el Penon	Claro	1360	2,8	3,7	0,6	32,1	4,2.10 ⁻³
Estero Derecho Alcohuz	Claro	1645	1,3	2,0	0,2	18,4	3,3.10 ⁻³
Turbio en Varillar	Turbio	860	7,8	8,4	1,3	72,1	1,9.10 ⁻³
Turbio en Huanta	Turbio	1195	5,7	4,8	1,0	38,9	2,5.10 ⁻³
Toro antes Junta	Toro	1760	0,7	0,5	0,2	5,0	1,5.10 ⁻³
Laguna outlet	Laguna	3130	2,3	2,4	0,1	16,5	2,3.10 ⁻³

Tableau 12: Paramètres caractéristiques des stations fluviométriques du bassin versant de l'Elqui.

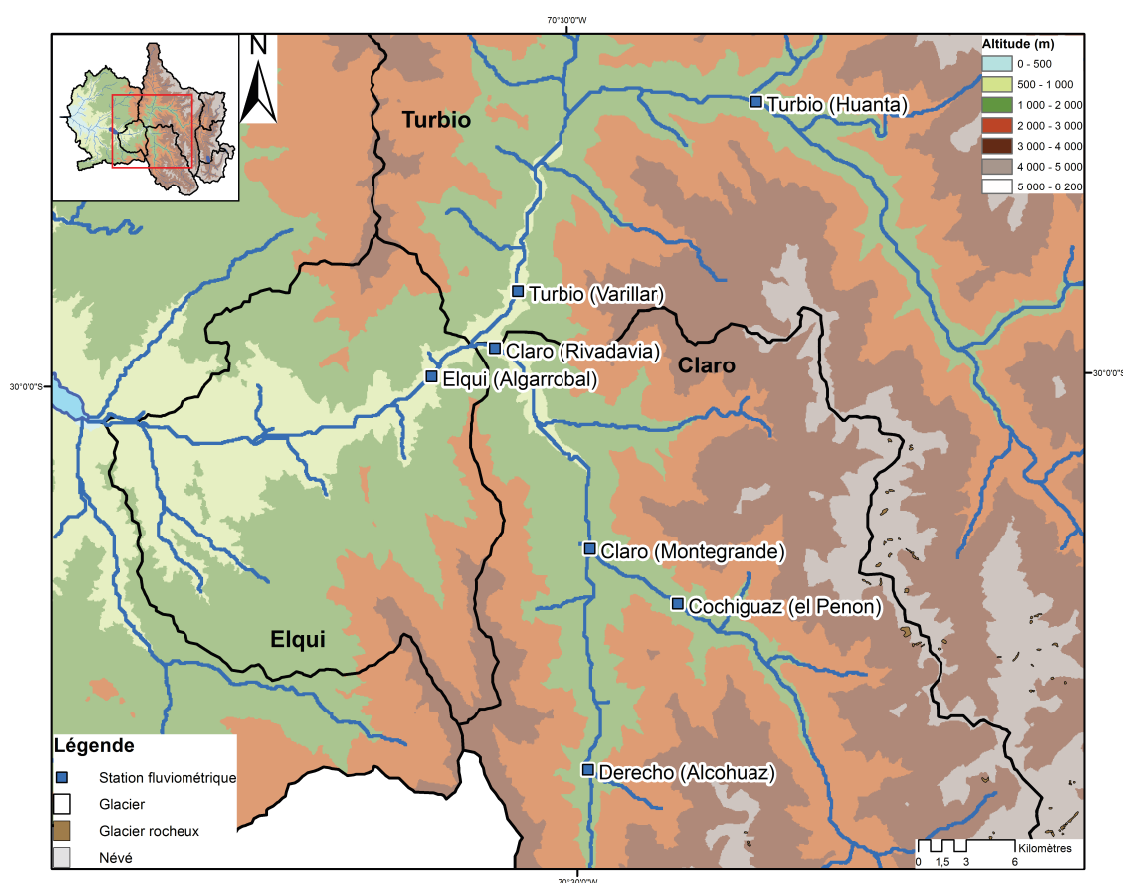


Figure 42: Localisation des stations de mesure fluviométrique dans la zone inférieure

Le tableau 13 présente les niveaux piézométriques moyens, minimums et maximums pour des périodes variant entre 5 et 50 ans (figure 43 et Annexe 1). Les niveaux piézométriques moyens varient beaucoup d'un puits à l'autre indiquant les zones où la nappe affleure comme sur le site de Quebrada de Paihuano (-1 m) ou, au contraire, est séparée de la rivière par une épaisse zone non saturée comme pour le site de Bocalume (-35 m). Les niveaux minimums et maximums indiquent l'amplitude maximale du battement de la nappe. Les deux exemples précédents illustrent respectivement les battements de nappe minimum et maximum mesurés sur la zone inférieure du bassin versant de l'Elqui. Enfin l'écart type indique la stabilité du niveau piézométrique dans le temps et montre que les niveaux piézométrique sont plus stables (petit écart-type) sur certains sites que sur d'autres (grand écart-type).

Site	Secteur	Altitude (m)	Niveau Pz Moy. (m)	Ecart type	Niveau Pz Min. (m)	Niveau Pz Max. (m)
El Tambo a1	Elqui	556	-5	1	-10	-2
Hacienda huancara b2	Elqui	569	-4	2	-10	0
Huancara b17	Elqui	588	-6	4	-15	-2
Hacienda huancara b8	Elqui	592	-9	2	-16	-2
Tambo el B9	Elqui	600	-8	2	-15	-3
Vicuna	Elqui	620	-20	4	-37	-13
San Isidro	Elqui	634	-9	5	-29	-2
Peralillo	Elqui	660	-15	5	-28	-3
Diaguitas	Elqui	702	-20	7	-38	-9
Algarrobal	Elqui	767	-21	3	-29	-13
Pueblo de la campana	Elqui	780	-16	3	-21	-5
Escuela de Rivadavia	Elqui	799	-3	1	-5	0
Pueblo de andacollito	Claro	701	-14	5	-28	-4
Pueblo de Paihuano	Claro	1015	-6	2	-14	-1
Montegrande	Claro	1111	-11	1	-14	-8
Quebrada de Paihuano	Claro	1435	-1	1	-5	0
Varillar	Turbio	871	-31	3	-39	-22
Bocalume	Turbio	1025	-35	11	-49	-1

Tableau 13: Paramètres caractéristiques des stations piézométriques du bassin versant de l'Elqui.

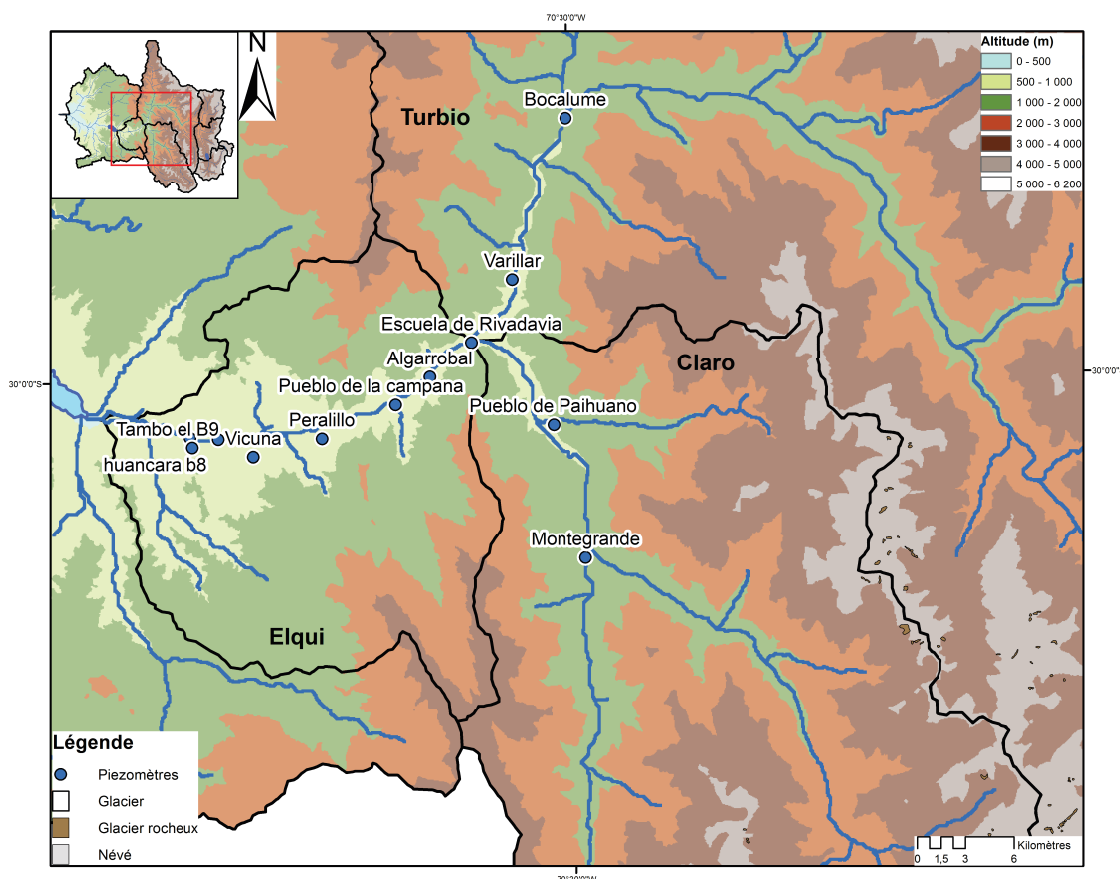


Figure 43: Localisation des stations de mesures piézométriques dans la zone inférieure

Les figures 44 à 48 présentent, d'une part, les moyennes mensuelles des cumuls de précipitations, débits et niveaux piézométriques (figures 44A. à 48A.) et d'autre part, les cumuls annuels de précipitations et les moyennes annuelles de débit et de niveau piézométrique (figures 44B. à 48B.). La totalité des figures réalisées dans le but de caractériser le contexte hydro-météorologique sont rassemblées en annexe 5. Les moyennes mensuelles permettent de caractériser le cycle saisonnier moyen des variables hydro-météorologiques, tandis que les moyennes annuelles permettent de caractériser leur variabilité inter-annuelle. Dans un premier temps, les données de débit moyen mensuel et les niveaux piézométriques mensuels (Figure 44 à 48 A.) indiquent que la période de basses eaux se situe entre avril et septembre, durant l'hiver austral, tandis que la période de hautes eaux s'inscrit entre octobre et mars, durant l'été austral. Les précipitations sont concentrées durant la période de basses eaux. Les cumuls mensuels moyens sont faibles (<50 mm) et les écart-types (barres noires) indiquent une variabilité inter-annuelle de faible amplitude (<25mm). Par contre les cumuls maximums (triangles rouges) indiquent des événements climatiques extrêmes apportant des cumuls annuels de précipitations jusqu'à 5 fois plus importants que la moyenne. Ces événements extrêmes sont généralement corrélés avec les épisodes El Niño (voir chapitre 1 II.) et provoquent des crues importantes comme l'indiquent les débits maximums des cours d'eaux qui peuvent être plus de dix fois supérieurs à la moyenne.

III- Présentation du contexte hydro-climatique dans la zone inférieure du bassin versant.

(figures 44A. à 48A.).

La variabilité saisonnière des débits des rivières et des niveaux des nappes sont en anti-phase avec la variabilité saisonnière des précipitations (Figure 44A. à 48A.). Ceci s'explique par le contexte hydrologique nival très prononcé du bassin versant de l'Elqui, la ressource en eau provenant principalement de la fonte du manteau neigeux accumulé pendant l'hiver austral. Le délai entre le dépôt du manteau neigeux et sa fonte, ajouté au temps de transit des masses d'eau depuis la zone supérieure vers la zone inférieure explique ce déphasage. Dans ce contexte hydrologique, la composante pluviale est plus prononcée dans les parties les plus basses de la zone inférieure. Un second pic de crue - moins important que celui enregistré en hautes eaux – est visible pour les débits moyens maximaux du Rio Claro en Rivadavia et de l'Elqui en Algarrobal vers le mois de juillet, ce second pic étant lié aux pluies plus importantes à cette époque de l'année.

A l'échelle annuelle, les cumuls de précipitation, les débits moyens et les niveaux piézométriques moyens présentent deux échelles de variabilité inter-annuelle. La première échelle concerne l'alternance entre années plutôt sèches et années plutôt humides avec des cumuls de précipitations respectivement compris entre 0 à 50 mm/an et 50 à 100 mm/an (Figure 44 à 48 B.). La seconde échelle concerne les événements extrêmes liés aux phénomènes d'oscillations climatiques du Pacifique sud (ENSO-Chapitre 1 I.2 et II.2). Les forts cumuls de précipitations liés aux événements El Niño sont bien visibles sur ces figures comme par exemple en 1997 ou en 2002. Les événements Niña sont parfois corrélés avec de faibles cumuls de précipitations comme ce fut le cas après de forts épisodes Niño en 1988 et 1999. Pour les différents sites représentatifs de la zone inférieure, les débits annuels moyens et les niveaux piézométriques annuels moyens sont corrélés avec les cumuls annuels de précipitations (Figure 44 à 48 B.).

Le point commun entre tous ces secteurs est la diminution des cumuls de précipitations, des débits et des niveaux piézométrique depuis 2010, bien visible sur les figures 44 à 48 B.(c), ce qui illustre la sécheresse à laquelle est soumise le bassin versant de l'Elqui ces dernières années et qui a pour conséquences une diminution importante des réserves d'eau (écoulements superficiels, aquifères et barrages) à l'échelle du bassin versant. Depuis juin 2010, les indices ONI (Oceanic Nino Index) sont en majorité négatifs, indiquant une anomalie négative de la température de surface océanique et donc des conditions de phase La Niña. Ce contexte climatique pourrait expliquer le fort déficit hydrique de ces dernières années.

A l'échelle de la zone inférieure du bassin versant, Il existe également une variabilité spatiale, globalement moins importante que la variabilité temporelle directement liée aux précipitations et par conséquent aux conditions météorologiques.

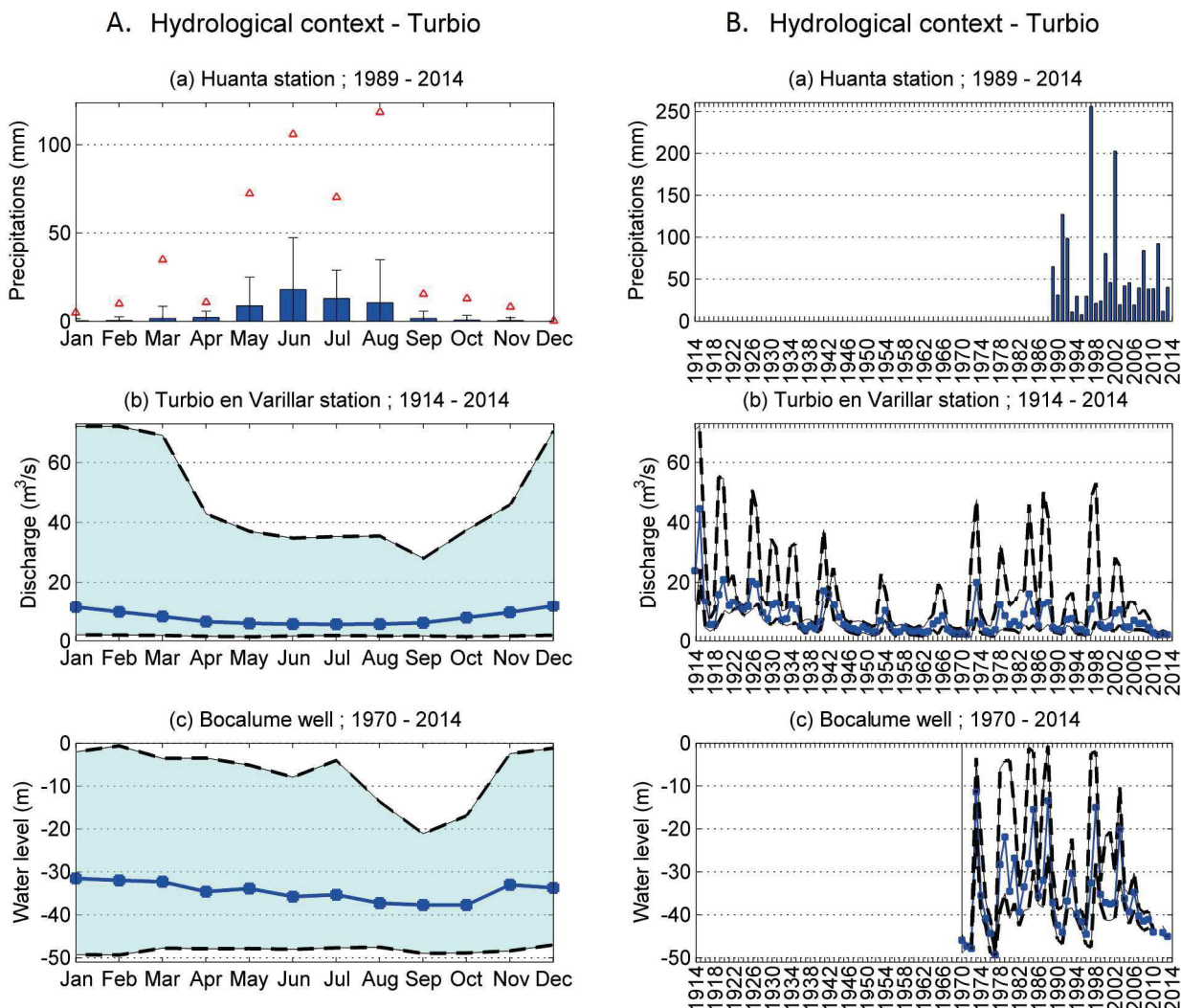


Figure 44: Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans la partie haute du **secteur Turbio**. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).

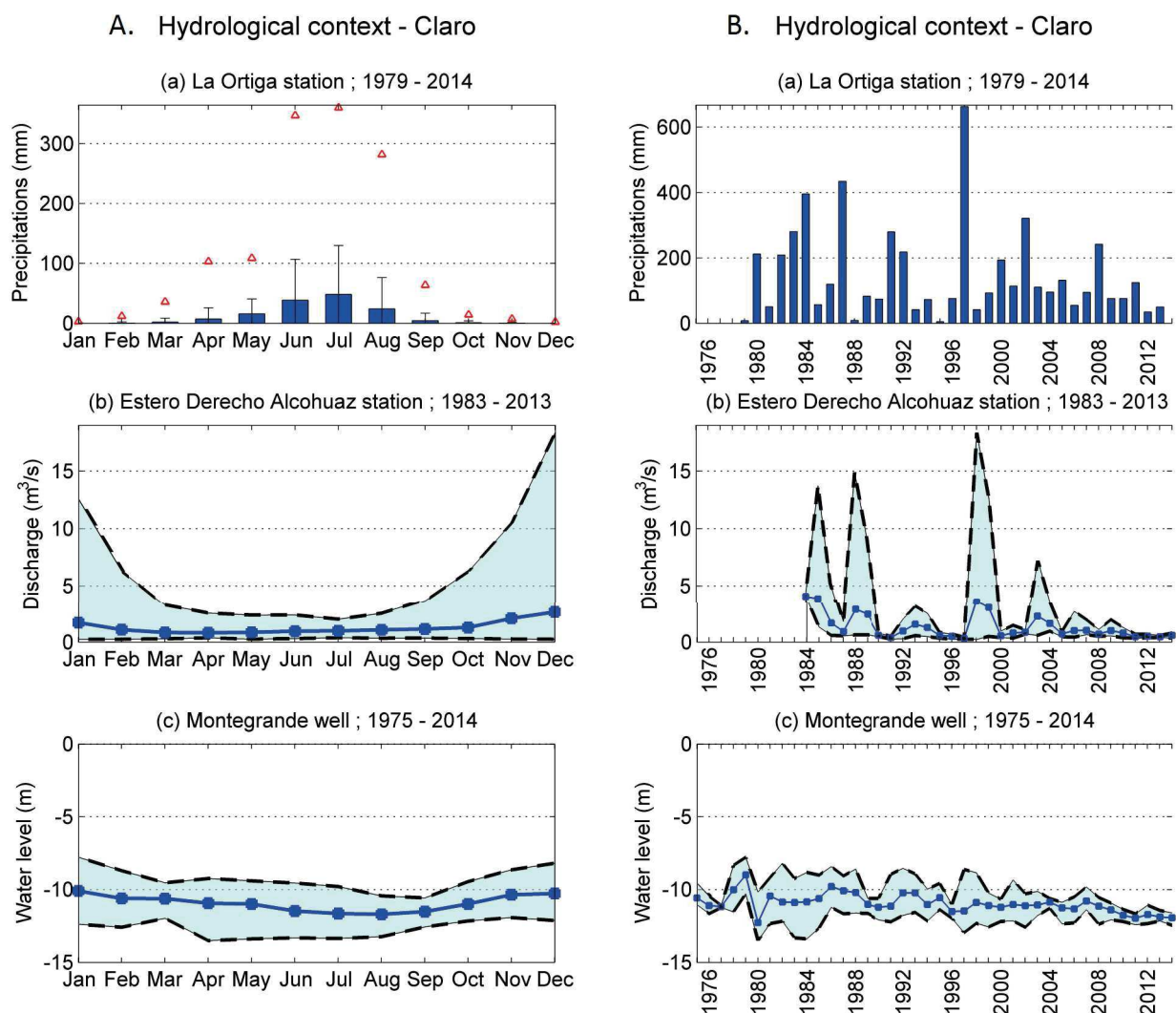


Figure 45: Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans la partie haute du **secteur Claro**. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).

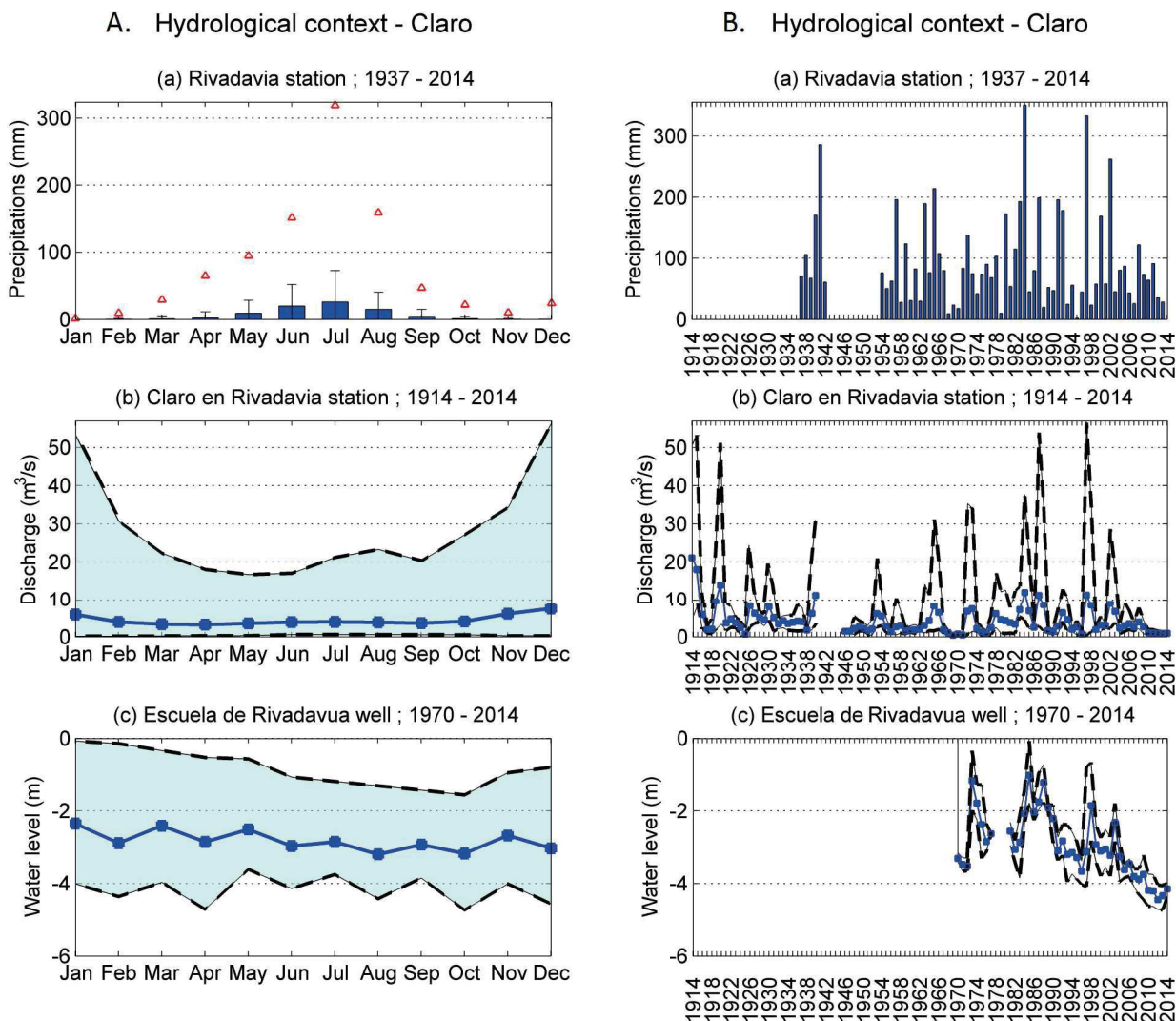


Figure 46: Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans la partie basse du **secteur Claro**. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).

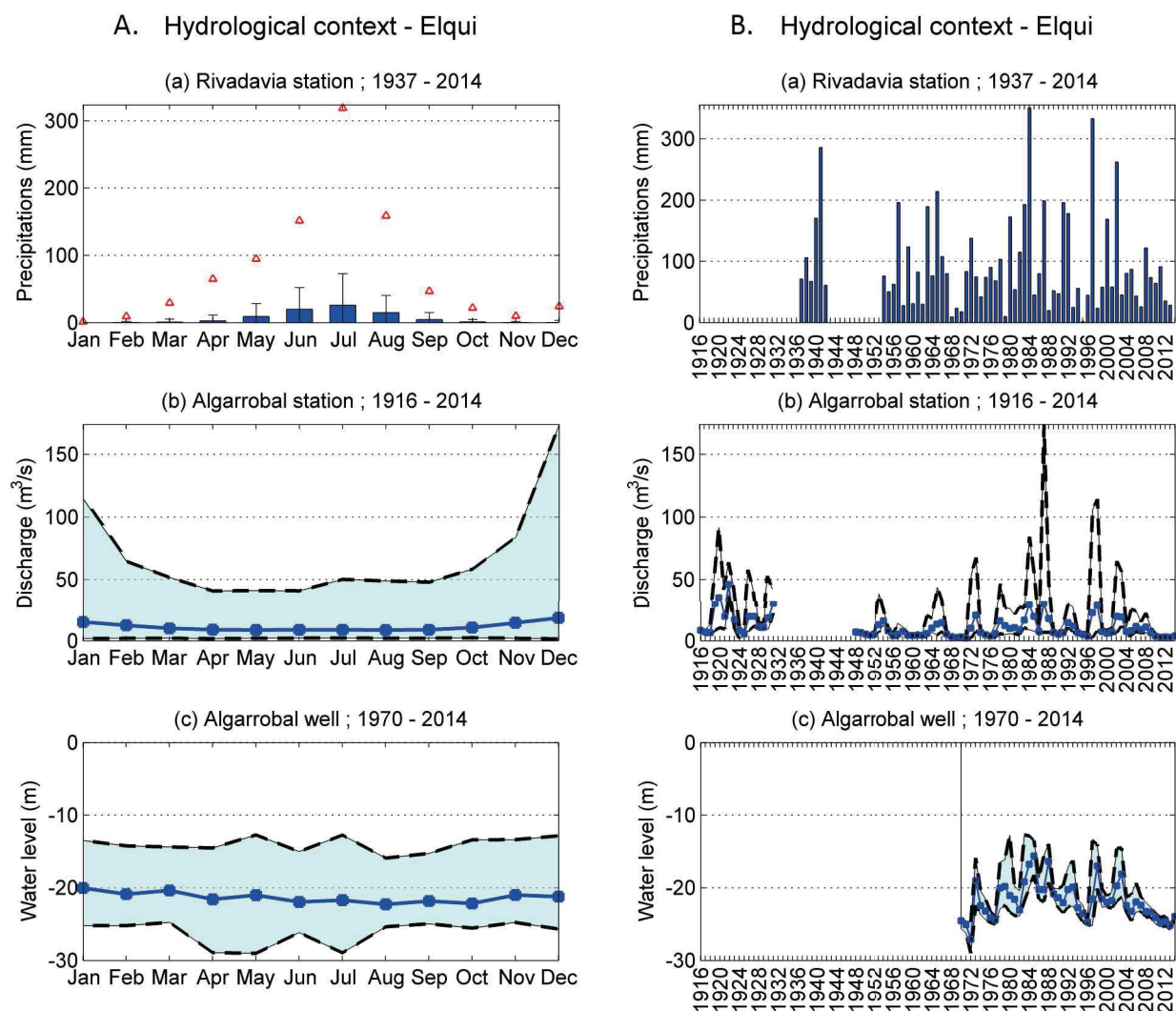


Figure 47: Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans la partie haute du **secteur Elqui**. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).

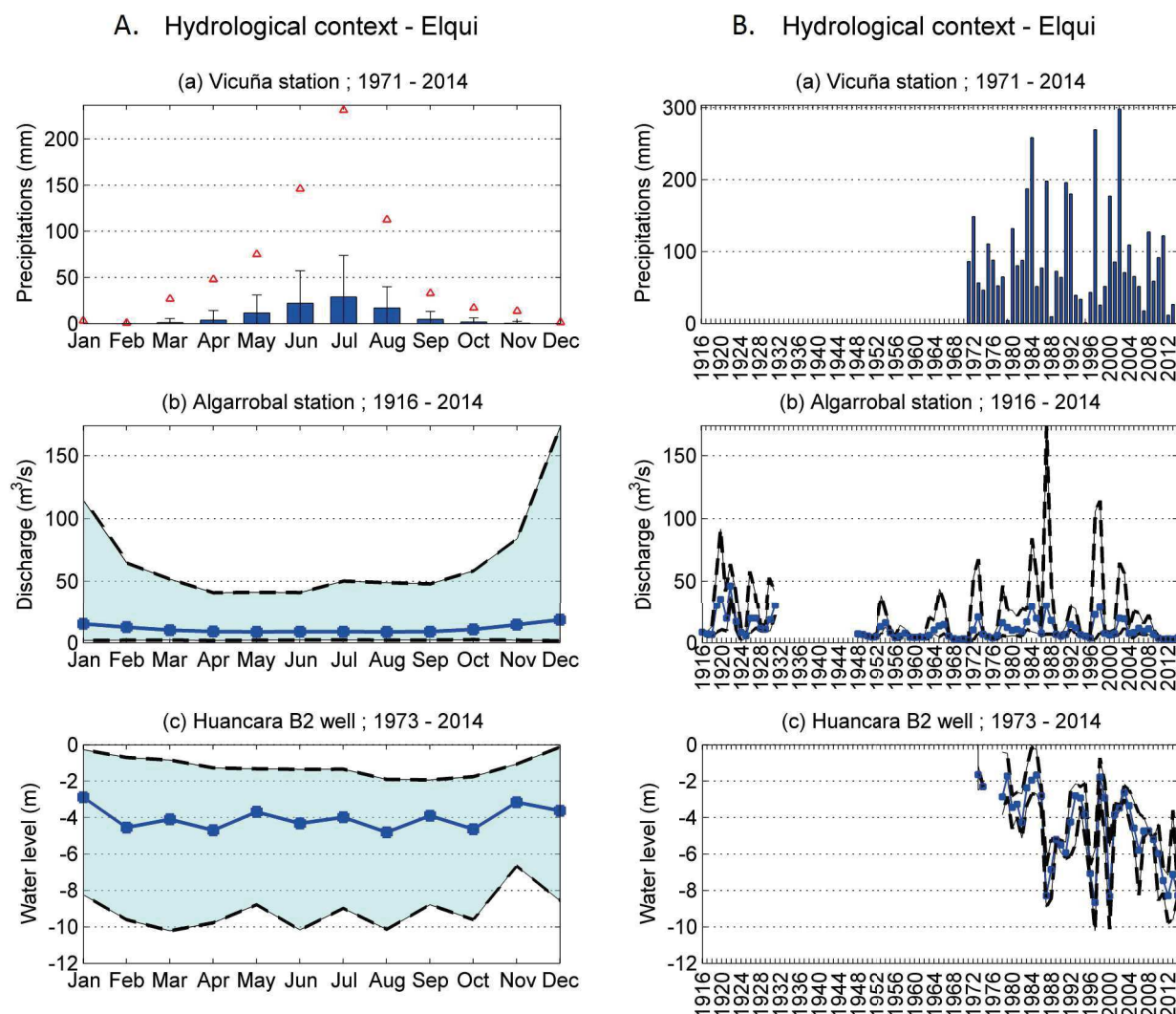


Figure 48: Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans la partie basse du **secteur Elqui**. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).

IV- Propriétés physico-chimiques des masses d'eau de la zone inférieure

IV.1- Propriétés physico-chimiques

Le tableau 14 présente les paramètres physico-chimiques des masses d'eau superficielles et souterraines de chacun des secteurs de la zone inférieure (Figure 49). Dans un premier temps, les données de conductivité électrique montrent que les caractéristiques des masses d'eaux des **secteurs Claro** et **Turbio** sont plutôt différentes. La conductivité électrique des masses d'eau superficielles et souterraines dans le **secteur Claro** varie entre 150 et 422 $\mu\text{S}/\text{cm}$ tandis que celle du **Turbio** varie entre 778 et 1040 $\mu\text{S}/\text{cm}$ sans considérer les valeurs de conductivité de ses affluents (Incaguaz et Llanos de Huanta), qui diffère beaucoup de celle du **Turbio**. Ils présentent en effet des gammes de conductivité électrique respectives de 354 à 492 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 861 à 839 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Les différences de conductivité électrique entre les **secteurs Claro** et **Turbio** s'expliquent de la façon suivante :

Le Rio Claro naît de la confluence entre le Rio Cochiguaz et le Rio Estero Derecho qui ne sont pas affectés par des drainages acides ou par d'autres processus susceptibles d'entraîner une augmentation de la minéralisation.

Le Rio Turbio naît de la confluence entre le Rio La Laguna et le Rio Toro qui est affecté par des drainages miniers acides et présente une très forte minéralisation, illustrée par une conductivité électrique variant entre 1500 et 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cette forte minéralisation se transmet au Rio Turbio malgré l'apport d'eaux moins minéralisées de la Laguna.

Deux hypothèses peuvent expliquer la différence de gamme de conductivité électrique entre les deux principaux affluents du Rio Turbio :

La première hypothèse est géologique. Le Rio Incaguaz draine des terrains à dominante plutonique et métamorphique, tandis que le Llanos de Huanta draine des terrains volcaniques et des sédiments marins, avant de s'écouler sur des terrains plutoniques dans sa partie basse (voir Chapitre 1). Dans le chapitre 2 (IV.4), il a été montré que les compartiments volcaniques ont un pouvoir de marquage géochimique des masses d'eau fort, notamment lorsqu'il est altéré, en comparaison des compartiments cryosphériques et alluviaux. Les compartiments volcaniques produisent des eaux fortement sulfatées avec des concentrations importantes en silice et en métaux. Les compartiments plutoniques n'ont pas pu être échantillonnés, mais ce travail se base sur l'hypothèse que ces formations ont un pouvoir de marquage physico-chimique moins important que les formations volcaniques.

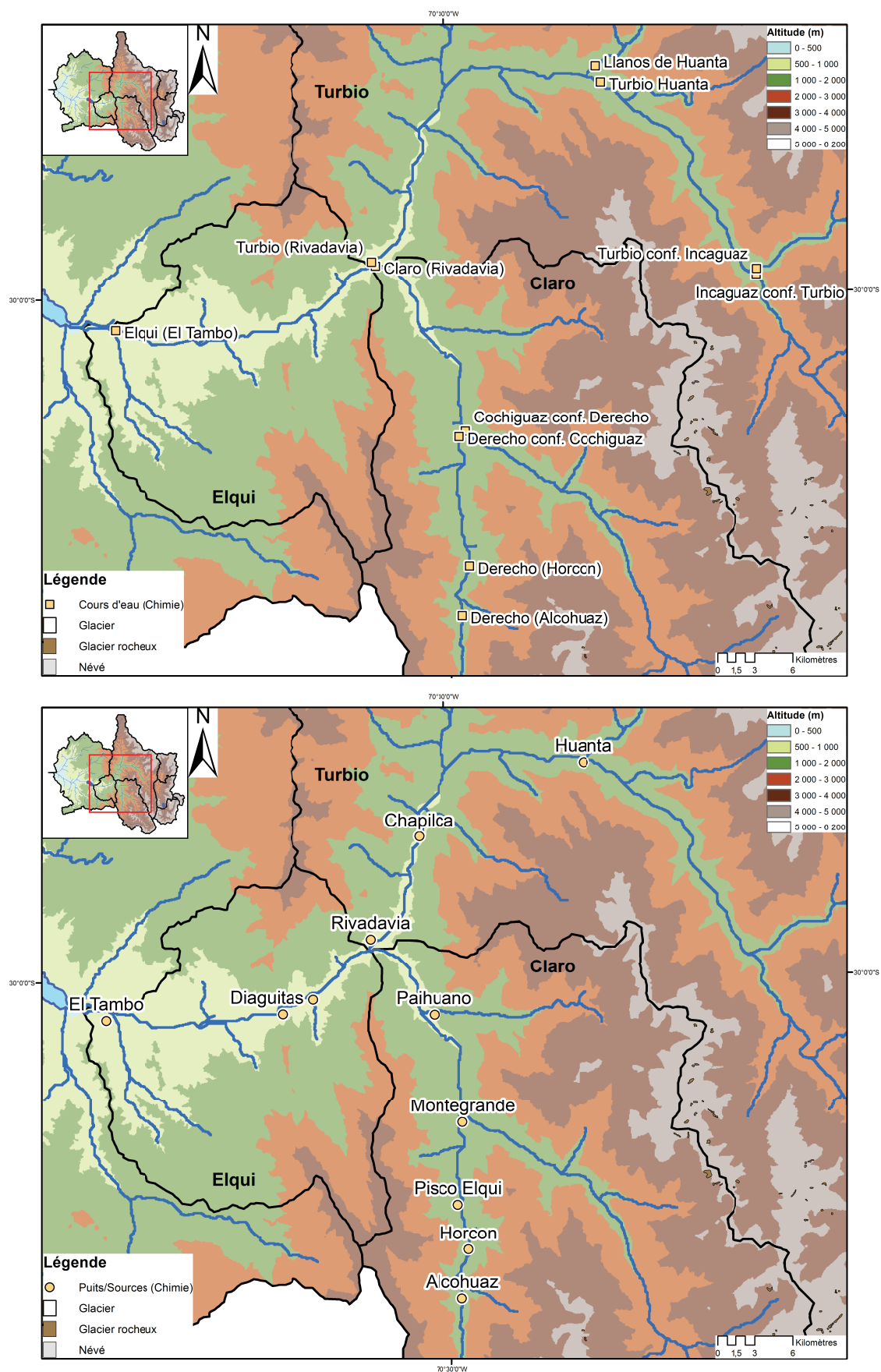


Figure 49: Localisation des sites de prélèvements d'eau superficielle (en haut) et souterraine (en bas) dans la zone inférieure

IV- Propriétés physico-chimiques des masses d'eau de la zone inférieure

La seconde hypothèse repose sur l'analyse des isotopes stables de l'eau : les teneurs du Rio Llanos de Huanta montrent un excès en deutérium très faible (entre 3,8 et 3,5) par rapport à l'excès en deutérium du Rio Incaguaz (entre 7,7 et 6,4). Ce faible excès en deutérium est le marqueur d'un processus d'évaporation important, à l'origine d'une augmentation de la concentration des éléments chimiques. Les caractéristiques des Rios Incaguaz et Llanos de Huanta sont donc probablement à rattacher aux différences de minéralisation liées aux terrains drainés. L'évaporation affectant le Rio Llanos de Huanta ne faisant qu'accentuer la différence originelle.

Les valeurs de conductivité électrique des masses d'eaux superficielles et souterraines du **secteur Elqui** présentent des valeurs comprises entre 734 et 847 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (tableau 14). Ces valeurs sont proches de celles mesurées dans le **secteur Turbio**. Ce résultat s'explique à la fois par une conductivité plus importante du **secteur Turbio** et par une contribution bien plus importante en terme de débit du **secteur Turbio** que celle du **secteur Claro**, au **secteur Elqui** (tableau 12). Par conséquent le marquage géochimique des masses d'eau du **secteur Turbio** est plus persistant que le marquage géochimique des masses d'eau du **secteur Claro** après leur confluence.

Les figures 50 et 51 présentent les diagrammes de Piper des échantillons d'eaux souterraines et superficielles récoltées dans la zone inférieure du bassin versant, respectivement en basses et hautes eaux. Ces figures montrent que les échantillons se répartissent en deux classes sur ces deux périodes. La première classe rassemble les échantillons du **secteur Claro** (figure 49), de faciès bicarbonaté-calcique, tandis que la seconde rassemble les échantillons des **secteurs Turbio** et **Elqui**, de faciès sulfaté calcique. Les échantillons 14 (Rio Claro-Rivadavia) et 14' (Rio Cochiguaz) appartenant au **secteur Claro** sont les seuls à présenter un faciès sulfaté. Cette particularité au sein d'un secteur à dominante bicarbonaté calcique peut être expliquée par une contamination locale d'origine anthropique associée à l'utilisation par les agriculteurs de produits de traitement à base de sulfate de cuivre. Le faciès sulfaté des **secteurs Turbio** et **Elqui** s'explique par le fort marquage des masses d'eau qui alimentent le Rio Turbio, par les compartiments volcaniques (Oyarzún et al., 2013) et les drainages acides des zones d'altération hydrothermales. Le **secteur Claro** est moins affecté par ces zones d'altération hydrothermale et les terrains en place sont en majorité plutoniques, ce qui explique qu'ils conservent un faciès bicarbonaté calcique. Dans le bassin versant de l'Elqui, les eaux présentant un faciès bicarbonaté calcique sont associées aux eaux récentes et aux transits souterrains rapides. Enfin, les figures 50 et 51 indiquent qu'aucun site ne change de faciès chimique entre période de hautes et basses eaux. Ce résultat montre que l'origine des masses d'eau alimentant les compartiments hydrologiques et alluviaux dans la zone inférieure, ne change pas au cours du temps.

Les teneurs en silice des masses d'eau de la zone inférieure (tableau 14) sont particulièrement importantes comparées à celles des masses d'eau de la zone supérieure, en dehors des sites

particuliers (Rio 5, Affluent 3.1, ...). Précédemment, les fortes teneurs en silice ont été associées aux drainages miniers acides, au drainage de zones d'altération hydrothermales, et dans une moindre mesure au compartiment de socle. Les fortes concentrations mesurées dans les échantillons des **secteurs Turbio** et **Elqui** ne sont donc pas surprenantes. Les concentrations en silice mesurées dans les échantillons du **secteur Claro** sont par contre plus étonnantes, elles sont parfois aussi élevées que pour les **secteurs Elqui** et **Turbio** et montrent une variabilité saisonnière. Des hypothèses seront proposées afin d'expliquer la source de cette silice par la suite.

N°	Nom
1	APR Rivadavia
2	Rio Turbio conf. Incaguaz
3	Rio Incaguaz conf. Turbio
4	Rio Turbio amont Huanta
5	Rio Llanos de Huanta
6	Rio Turbio (Rivadavia)
7	APR Alcohuaz
8	APR Horcon
9	APR Pisco Elqui
10	APR Montegrande
11	APR Paihuano
12	Rio Derecho (Alcohuaz)
13	Rio Derecho (Montegrande)
14	Rio Claro (Rivadavia)
15	APR Andacollito*
16	APR Diaguitas

*Manque anions

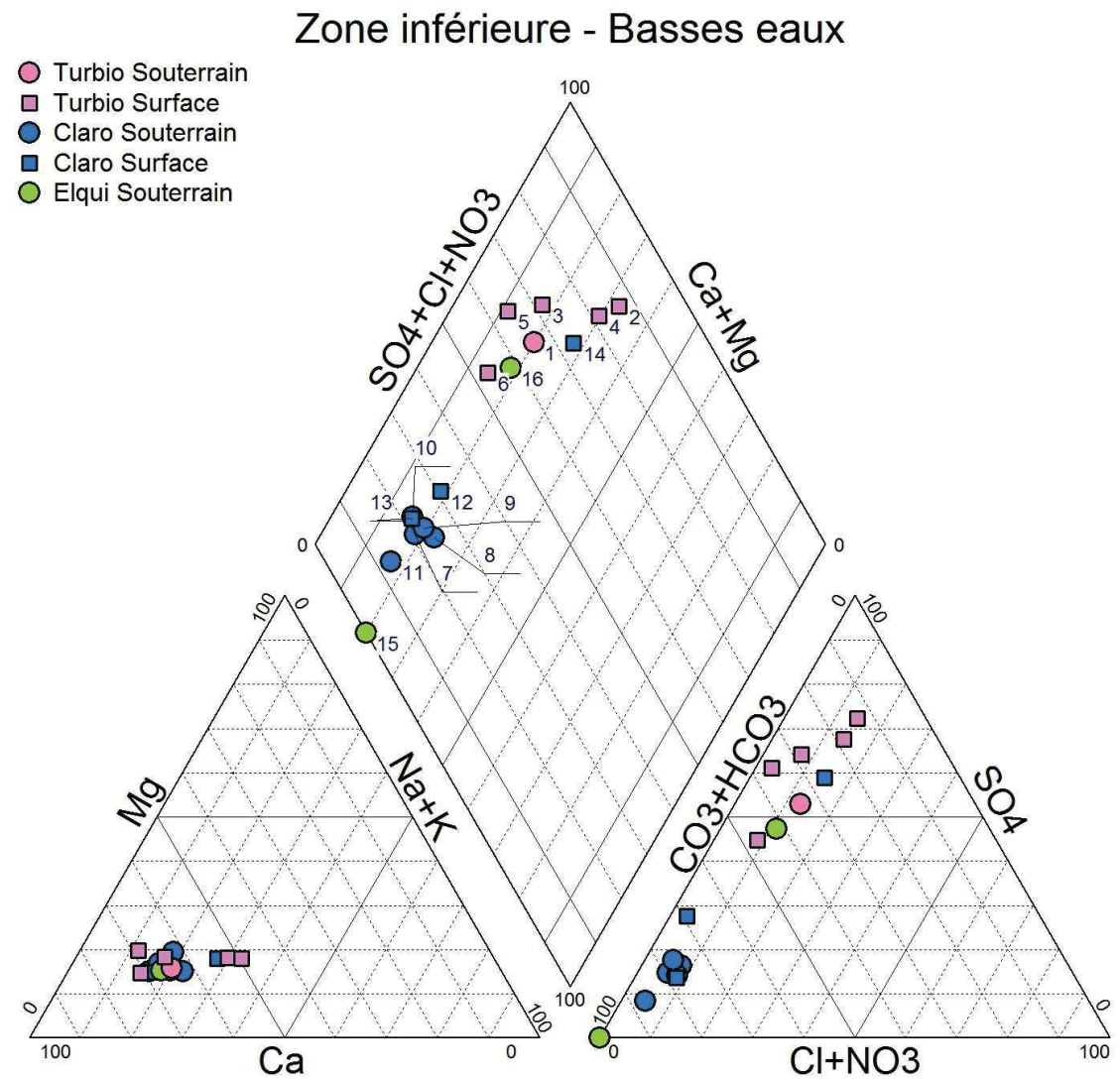


Figure 50: Diagramme de Piper rassemblant les échantillons récoltés durant la période de basses eaux sur la zone inférieure du bassin versant.

N°	Nom
1	APR Rivadavia
2	Rio Turbio conf. Incaguaz
3	Rio Incaguaz conf. Turbio
4	Rio Turbio amont Huanta
5	Rio Llanos de Huanta
6	Rio Turbio (Rivadavia)
8	APR Horcon
9	APR Pisco Elqui
10	APR Montegrande
11	APR Pailuhano
12	Rio Derecho (Alcohuaz)
13	Rio Derecho (Montegrande)
14'	Rio Cochiguaz conf. Derecho
15	APR Andacollito
16	APR Diaguitas
17	APR Tambo
18	Rio Elqui (El Tambo)

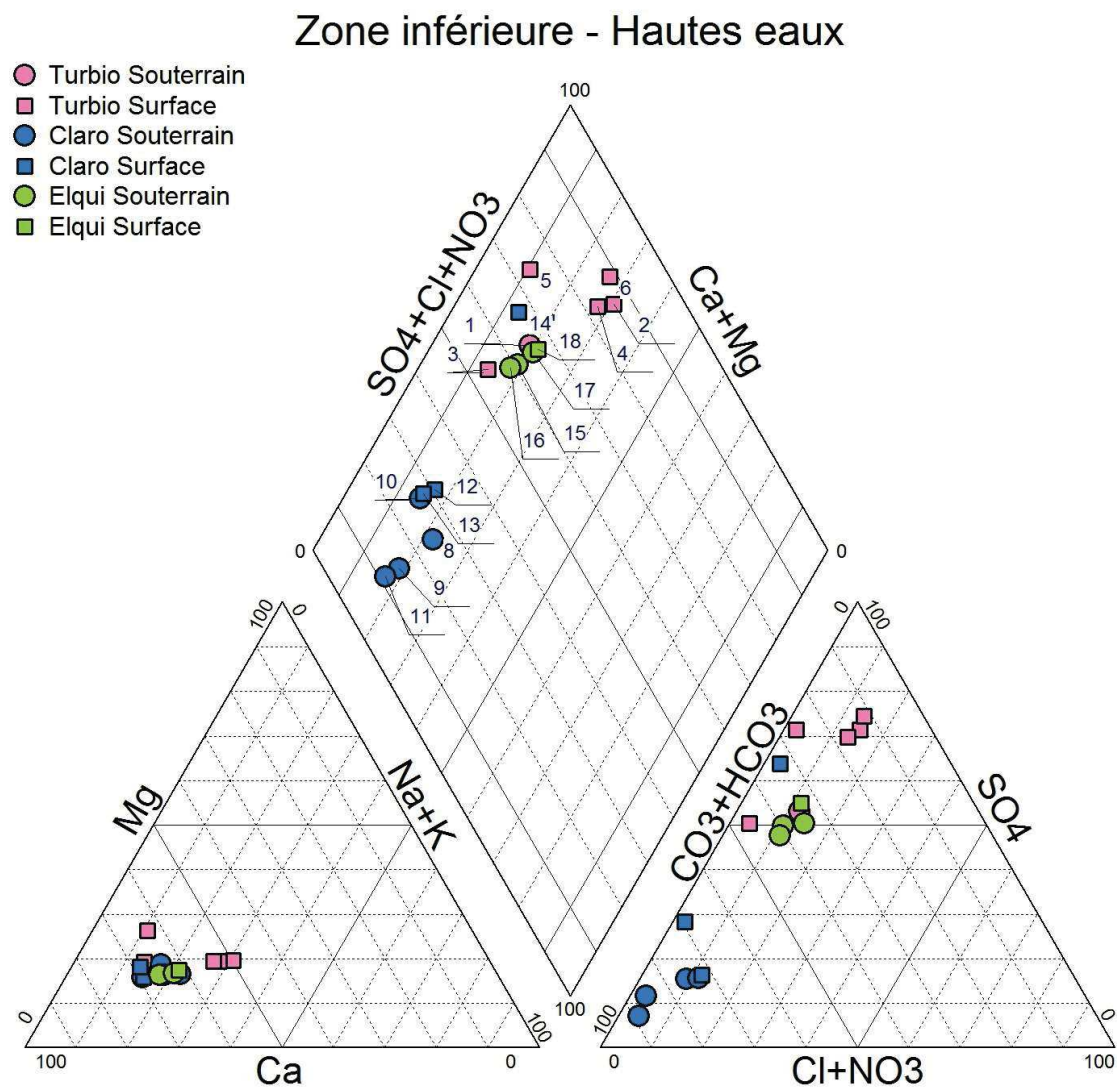


Figure 51: Diagramme de Piper rassemblant les échantillons récoltés durant la période de hautes eaux sur la zone inférieure du bassin versant.

Site	Secteur	Compartiment	Période	pH	CE (μS/cm)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	Rb (μg/l)	Sr (μg/l)	Li (μg/l)	δ ² D (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	D-excess
APR	Claro	Souterrain	H.E.	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Alcohuaz			B.E.	*	214,0	26,2	5,0	8,3	1,2	157,4	2,4	22,9	7,9	9,3	0,3	89,3	2,6	-99,5	-13,40	7,7
Estero Derecho	Claro	Superficiel	H.E.	8	150,0	17,1	2,5	4,5	0,7	56,1	1,0	17,9	0,1	5,9	0,4	47,0	1,8	-99,1	-13,27	7,1
Alcohuaz			B.E.	*	152,0	19,4	2,7	5,6	1,1	78,1	2,0	24,5	0,2	6,7	0,5	56,5	2,3	-100,8	-13,70	8,8
APR	Claro	Souterrain	H.E.	7,5	316,0	35,3	5,7	13,8	1,3	144,0	4,1	23,0	10,5	9,1	0,3	106,6	2,2	-98,4	-13,17	7,0
Horcon			B.E.	*	276,0	35,1	5,1	13,8	1,3	134,2	3,7	22,7	7,6	9,5	0,3	104,6	2,1	-98,9	-13,28	7,3
APR	Claro	Souterrain	H.E.	7	311,0	31,2	5,0	10,0	0,9	187,9	2,3	20,2	2,9	8,6	0,3	90,5	3,9	-97,8	-13,06	6,7
Pisco Elqui			B.E.	*	261,0	35,0	5,0	11,4	1,1	117,1	3,1	21,2	3	9,4	0,4	100,5	4,7	-98,2	-13,22	7,6
APR	Claro	Souterrain	H.E.	7,1	405,0	56,7	7,9	13,3	1,4	170,8	4,4	28,5	18,8	10,6	0,5	186,6	6,4	-96,7	-12,97	7,1
Montegrande			B.E.	*	342,0	49,6	6,5	12,3	1,4	183,0	4,0	26,0	12,7	9,2	0,3	149,4	3,7	-97,8	-13,10	7,0
Rio Cochiguaz	Claro	Superficiel	H.E.	7,5	284,0	34,2	5,5	7,1	0,8	51,2	2,3	77,3	0,6	7,4	1,4	117,4	8,1	-101,9	-13,55	6,5
			B.E.	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	7,0	1,3	124,9	8,2	-104,0	-14,00	8,0
Estero Derecho	Claro	Superficiel	H.E.	7,9	388,0	55,6	7,7	13,2	1,4	156,2	4,2	27,9	18,1	9,4	0,5	182,4	6,2	-97,4	-12,95	6,2
Montegrande			B.E.	*	346,0	49,1	6,4	12,2	1,4	185,4	3,9	25,4	12,7	9,3	0,3	154,2	3,7	-98,2	-13,12	6,8
APR	Claro	Souterrain	H.E.	7	422,0	49,5	8,7	14,2	1,7	253,8	2,8	16,0	7,0	11,0	0,1	158,6	4,1	-93,1	-12,45	6,5
Paihuano			B.E.	*	360,0	51,6	8,0	14,1	1,9	217,2	3,2	16,3	6,7	11,3	0,1	157,3	3,8	-93,7	-12,54	6,6
Rio Claro	Claro	Superficiel	H.E.	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	7,0	1,3	163,0	12,2	-99,3	-13,24	6,6
Rivadavia			B.E.	*	340,0	90,8	18,2	51,1	4,0	131,8	40,1	228,9	3,1	8,0	0,8	150,9	6,6	-101,4	-13,58	7,2
Rio Turbio	Turbio	Superficiel	H.E.	8,2	993,0	100,0	24,0	68,0	5,0	183,0	49,8	333,3	1,5	6,2	40,2	501,1	426,7	-112,5	-14,82	6,1
Amont Incaguaz			B.E.	*	1040,0	110,6	24,2	80,2	5,9	95,2	57,6	402,0	2,5	7,2	40,9	482,8	480,2	-117,0	-15,16	4,3
Rio Incaguaz	Turbio	Superficiel	H.E.	7,2	492,0	53,6	9,3	11,9	1,1	153,7	7,2	133,0	0,8	5,0	1,9	239,7	36,6	-110,8	-14,81	7,7
			B.E.	*	354,0	45,0	7,8	13,2	1,2	57,3	8,3	102,3	1,0	5,7	1,4	212,2	40,5	-115,3	-15,21	6,4
Rio Turbio	Turbio	Superficiel	H.E.	8,1	832,0	85,7	19,1	50,2	3,7	85,4	37,8	272,3	1,3	5,9	28,4	414,6	306,6	-112,7	-14,59	4,0
Amont Huanta			B.E.	*	810,0	87,6	18,4	54,8	4,4	97,6	41,3	279,5	1,9	6,7	29,7	425,5	333,2	-114,5	-14,92	4,9
Rio Llanos	Turbio	Superficiel	H.E.	8,1	861,0	118,5	29,6	21,3	2,5	139,1	5,3	296,9	3,4	7,9	1,8	339,4	12,4	-101,2	-13,12	3,8
De Huanta			B.E.	*	839,0	129,6	22,6	23,4	2,6	205,0	6,6	276,1	7,8	8,7	0,4	378,0	11,2	-102,7	-13,28	3,5
Rio Turbio	Turbio	Superficiel	H.E.	8,73	778,0	84,4	18,5	46,6	3,5	51,2	34,4	259,2	2,4	6,1	24,5	415,3	271,3	-110,1	-14,21	3,6
Rivadavia			B.E.	*	821,0	48,6	6,1	10,5	1,5	97,6	5,4	73,4	8,6	6,5	24,8	417,4	288,3	-113,7	-14,66	3,6
APR	Turbio	Souterrain	H.E.	7,4	910,0	120,5	19,0	39,4	3,2	197,6	27,7	236,9	22,3	9,0	12,7	482,1	165,0	-108,3	-14,21	5,4
Rivadavia			B.E.	*	890,0	122,4	18,0	41,6	3,7	197,6	31,3	240,9	22,0	9,7	12,5	489,5	174,7	-110,3	-14,25	3,7
APR	Elqui	Souterrain	H.E.	7,4	811,0	106,2	16,3	34,0	2,8	202,5	23,3	202,1	15,2	4,6	4,1	245,8	66,5	-104,4	-13,73	5,4
Andacollito			B.E.	*	768,0	102,2	14,5	34,5	3,3	197,6	*	*	*	9,0	7,8	509,3	135,3	-105,4	-13,86	5,5
APR	Elqui	Souterrain	H.E.	7,4	738,0	98,9	14,9	29,7	2,5	185,4	21,5	169,2	13,8	9,5	5,7	475,5	98,6	-100,8	-13,32	5,8
Diaguitas			B.E.	*	734,0	103,8	14,4	31,2	3,1	208,6	24,5	185,6	13,7	9,4	5,6	505,2	100,8	-101,5	-13,43	5,9
APR Tambo	Elqui	Souterrain	H.E.	7,6	847,0	107,0	17,3	38,8	2,9	183,0	33,7	207,0	18,9	10,0	6,2	403,2	110,1	-104,1	-13,54	4,2
			B.E.	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Rio Elqui	Elqui	Superficiel	H.E.	8,3	787,0	99,9	17,1	37,7	2,8	158,6	24,2	203,4	12,9	8,9	4,7	398,9	120,8	-104,9	-13,65	4,3
El Tambo			B.E.	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*

Tableau 14: Paramètres physico-chimiques des échantillons prélevés dans les compartiments superficiels et souterrain de chacun des secteurs de la zone inférieure.

IV.2- Isotopes stables de l'eau

La caractérisation des teneurs isotopiques des précipitations puis la détermination de la droite météorique locale et du gradient altitudinal des teneurs en oxygène 18 des précipitations ont été abordées dans le chapitre 2.

Les teneurs isotopiques des sites de la zone inférieure sont présentées dans le tableau 14 et par la figure 52 elles évoluent entre -93,1 et -117,0‰ $\delta^2\text{D}$ et -12,45 et -15,16 ‰ $\delta^{18}\text{O}$. La variabilité des teneurs isotopiques n'est pas très forte sur la zone inférieure. La variabilité temporelle est pratiquement nulle tandis que pour la variabilité spatiale, il est possible de noter un appauvrissement plus faible des teneurs observées sur le **secteur Claro** en comparaison de celles observées sur les **secteurs Turbio** et **Elqui**. Ceci peut s'expliquer par une dynamique pluviale plus prononcée que la dynamique nivale comparativement au **secteur Turbio**, alimenté par toute la zone supérieure. Les précipitations neigeuses étant plus appauvries que les précipitations pluvieuses, le mélange de ces dernières aux masses d'eau du **secteur Claro** favoriserait leur enrichissement.

Sur la figure 52, la majorité des échantillons souterrains et superficiels se situent à droite de la DML, indiquant une forte évaporation. L'écart à la DML est de plus en plus important entre le haut de la zone Turbio et le bas de la zone Elqui, signe évident d'une intensification des processus d'évaporation vers l'aval où l'aridité est plus prononcée. Le Rio Claro présente les teneurs isotopiques les plus enrichies alors qu'il couvre une gamme d'altitude (800 à 5000 m) comparable à celle drainée par le Turbio. Les eaux de surface et souterraines de la vallée du Claro semblent être moins marquées par l'effet altitudinal, responsable des teneurs isotopiques appauvries des masses d'eau. Les hypothèses suivantes peuvent être posées : i) la nappe alluviale est rechargée localement par l'infiltration de la rivière ou des précipitations, impliquant une bonne connectivité surface-souterrain, ii) les teneurs isotopiques du cours d'eau et de la nappe alluviale se rééquilibrent avec l'atmosphère au cours du transit vers l'aval.

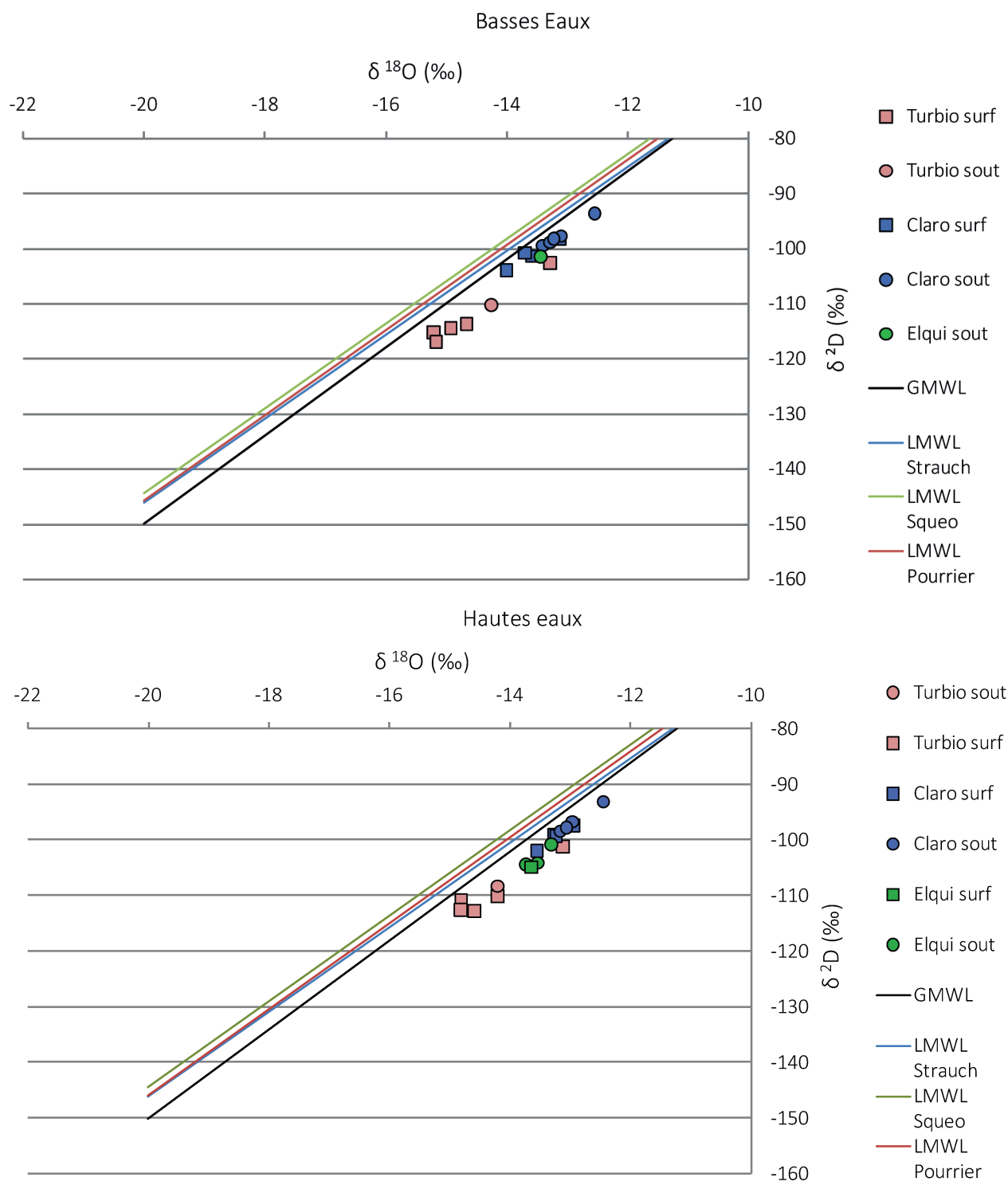


Figure 52: Teneurs isotopiques des échantillons superficiels et souterrain de la zone inférieure en période de hautes et basses eaux.

V- Connectivité et processus de transfert entre cours d'eau et aquifère alluvial

V.1- Estimation de la connectivité entre compartiments souterrains et superficiels

Cette partie est consacrée à l'estimation du degré de connectivité entre compartiments superficiels et souterrains dans la zone inférieure du bassin versant de l'Equi, à partir de données hydrologiques, hydrogéologiques, et géochimiques. Les résultats obtenus à partir des différentes données sont ensuite comparés et discutés au regard de différents critères contextuels (géologie, géomorphologie, régime hydrologique) pouvant influencer le degré de connectivité. La détermination d'un indice de connectivité permet de caractériser un potentiel d'interaction entre un compartiment superficiel et souterrain. Par contre, un potentiel d'interaction fort n'est pas forcément synonyme de transferts, ces derniers dépendant également de l'état hydrologique des compartiments concernés.

V.1.1- Estimation de la connectivité basé sur la méthode du jaugeage différentiel

Le tableau 15 présente les résultats des jaugeages différentiels réalisés en avril 2009 (début de période de basses eaux) durant une campagne de terrain de la DGA. Ces résultats sont uniquement représentatifs des conditions hydrologiques d'avril 2009 mais apportent des informations intéressantes, caractéristiques des tronçons analysés de puis la fin des années 90 (Gustavo Freixas, communication personnelle) :

- i. il existe des variations de débit sur les tronçons considérés indiquant des pertes ou des gains d'eau par la rivière ;
- ii. une partie de ces variations peut être attribuée aux prélèvements du réseau de canaux d'irrigation, mais l'autre partie est certainement liée à des processus d'échanges entre la rivière et l'aquifère.

Dans le **secteur Turbio**, une diminution de 4 m³/s, correspondant à une diminution de 51% du débit, a été mesurée. Les prélèvements agricoles étant limités sur ce tronçon (-0,26 m³/s), le reste de cette eau a certainement dû s'infiltrer, indiquant une connectivité entre la rivière et l'aquifère dans ce secteur.

Dans le **secteur Claro** la diminution de débit entre les deux points de mesure (-0,2 m³/s) est très faible (6%), alors que les volumes d'eau prélevés pour l'irrigation était élevés (- 1,07 m³/s). L'eau prélevée par les canaux est probablement compensée par un drainage de l'aquifère, indiquant également une bonne connectivité, illustrée par la forte proximité des niveaux piézométriques et des niveaux des cours d'eau.

Dans le **secteur Elqui** en amont de Vicuna, le débit augmente de près de 2 m³/s soit 27%, alors que

0,54 m³/s sont prélevés par le réseau de canaux d'irrigation sur ce tronçon. D'après les informations fournies par Gustavo Freixas (DGA) cette eau peut avoir deux origines : (i) le retour d'une partie de l'eau prélevée par les canaux mais non utilisée, (ii) un resserrement de la vallée et une remontée du substratum favorisant une remontée du niveau piézométrique et une contribution de l'aquifère aux écoulements de surface dans cette zone. La première hypothèse ne nous donne aucune information sur la connectivité entre l'aquifère et la rivière tandis que la seconde valide la connexion. Il est donc nécessaire de préciser ce résultat avec, par exemple, des données physico-chimiques.

Dans le **secteur Haut Elqui** en aval de Vicuña, une légère diminution du débit est mesurée avec -0,34 m³/s (4%) alors que les prélèvements d'eau de la rivière dans cette zone atteignent 1,24 m³/s. Comme pour le **secteur Claro**, un drainage de l'aquifère par la rivière peut expliquer ce résultat. Ces jaugeages différentiels laissent supposer qu'il existe des flux d'eau entre la rivière et l'aquifère dans la majorité des secteurs du bassin versant de l'Elqui.

Secteur	Site amont	Site aval	Différence de débit	Prélèvements agricoles	Observations
Turbio	Huanta	Varillar	- 3,96 m ³ /s	- 0,26 m ³ /s	Prélèvement pour l'irrigation ? Infiltration de l'eau de la rivière ?
Claro	Estero Derecho + Cochiguaz	Rivadavia	- 0,2 m ³ /s	- 1,07 m ³ /s	Grand nombre de canaux de prélèvements mais faible diminution de débit. Soutient de la rivière par la nappe ?
Elqui (amont Vicuña)	Claro en Rivadavia + Turbio en Varillar	Algarrobal	+ 1,83 m ³ /s	- 0,54 m ³ /s	Retour d'eau depuis les canaux importants. Resserrement de la vallée favorisant l'augmentation du niveau piézométrique.
Elqui (aval Vicuña)	Algarrobal	Gualliguaica (entrée barrage Puclaro)	- 0,34 m ³ /s	- 1,24 m ³ /s	26 canaux de prélèvements sur ce secteur. Vu la faible diminution de débit mesurée le soutien de la rivière par l'aquifère est fortement supposé.

Tableau 15: Synthèse des résultats d'une campagne de jaugeages différentiels réalisée en avril 2009.

La méthode du jaugeage différentiel a été appliquée aux chroniques longues de débit disponibles sur la zone inférieure du bassin versant de l'Elqui, couvrant des périodes variant entre 24 et 76 ans (Annexe 1). Le ratio entre débit aval et débit amont a été calculé à l'échelle mensuelle puis le cycle saisonnier moyen a été calculé à partir de l'intégralité de la chronique. Cette méthode permet de dégager les grandes tendances de gains (ratio > 1) ou de pertes (ratio < 1) d'eau par les rivières selon le cycle annuel. Le tableau 16 rassemble les ratios mensuels moyens calculés pour chacun des secteurs. Ces résultats sont également présentés sous forme graphique dans la figure 53. L'écart-type des ratios mensuels varie entre 0,2 et 0,5 (Annexe 6). Ces résultats permettent d'évaluer les tendances saisonnières de transfert d'eau entre rivière et aquifères à long terme mais n'illustre pas leur forte variabilité inter/intra-annuelle (Annexe 6). Ainsi, ce type d'analyse ne présente un intérêt qu'en tant que méthode préliminaire ou exploratoire.

Secteur	Site amont	Site Aval	Ratio débit aval/débit amont											
			Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Turbio	Huanta	Varillar	0,99	1,09	0,9	1,08	1,07	1,11	1,14	1,13	1,04	0,92	0,85	0,94
Claro Amont	Derecho + Cochiguaz	Montegrande	0,86	0,89	0,92	0,97	1,07	1,12	1,18	1,11	0,95	0,83	0,79	0,77
Claro Aval	Montegrande	Rivadavia	0,84	0,87	0,95	1,01	1,1	1,16	1,05	1,06	1,01	0,93	0,95	0,84
Elqui	Varillar + Claro Rivadavia	Algarrobal	1,09	1,08	1,05	1,06	1,03	1,02	1	1,01	1,03	1,04	1,1	1,11

Tableau 16: Application du principe du jaugeage différentiel sur les chroniques de débit à l'échelle mensuelle.
Source : DGA, 2014.

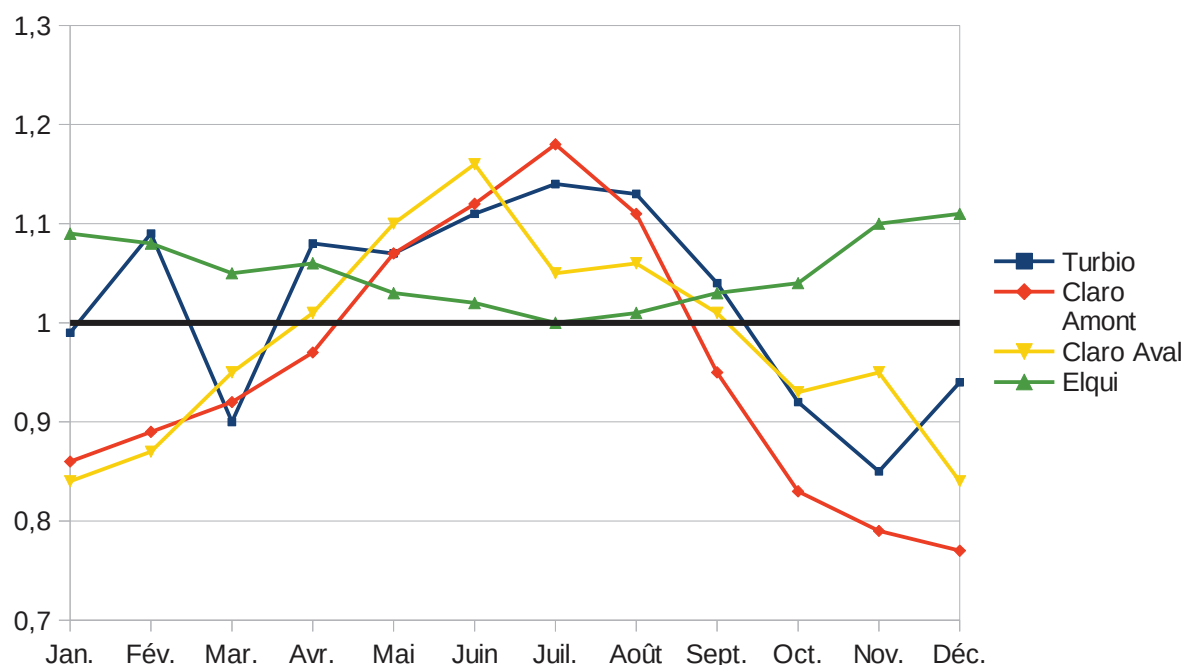


Figure 53: Cycles annuels moyens des ratios entre les stations aval et amont de chacun des secteurs.
ratio > 1 : la rivière gagne de l'eau ; ratio <1 la rivière perd de l'eau.

Le tableau 17 rassemble les débits moyens et minimums des rivières, ainsi que les quantités d'eau minimums, moyennes et maximums, prélevées par le réseau de canaux d'irrigation, sur chacun des

tronçons considérés. Ces données indiquent que les prélèvements agricoles dans les **secteurs Turbio, Claro Amont** et **Elqui** sont toujours largement inférieurs au débit moyen du cours d'eau sur le tronçon. Pour le **secteur Claro aval**, lorsque que le débit du cours d'eau est minimum (0,3 m³/s), il devient très proche des débits de prélèvements autorisés (0,22 m³/s), ce qui peut être problématique pour la pérennité de la ressource superficielle.

Site	Débit sur le tronçon (m ³ /s)		Prélèvements agricoles entre 1976 et 2011 (m ³ /s)		
	Minimum	Moyen	Minimum	Moyenne	Maximum
Turbio	1,15	6,75	0,09	0,22	0,45
Claro amont	0,4	3,55	0,01	0,01	0,03
Claro aval	0,3	3,7	0,22	0,56	1,15
Elqui	1,5	11,65	0,20	0,51	1,04

Tableau 17: Prélèvements d'eau superficielle pour l'irrigation des cultures, minimums, moyens et maximums

Les données disponibles pour le **secteur Turbio** permettent d'effectuer ce calcul entre les sites de Huanta et de Varillar. Cette méthode ne permettra donc pas de caractériser les échanges surface souterrain sur la partie amont du secteur (entre Bocalume et Varillar). Le **secteur Turbio** présente un cycle annuel avec un ratio supérieur à 1 en basses eaux et un ratio inférieur à 1 en hautes eaux. Ceci indique que la rivière gagne de l'eau en basses eaux tandis qu'elle en perd en hautes eaux. La présence d'une zone non saturée dans le compartiment souterrain alluvial (figure 56) est en opposition avec un soutien de la rivière par la nappe. De plus, la période de basses eaux correspond à la période de précipitations. Il est donc fort probable que cet apport d'eau entre Huanta et Varillar provienne du ruissellement des précipitations sur les terrains plutoniques, peu perméables, des flancs de vallée, qui vont alimenter directement le débit de la rivière. En hautes eaux la rivière a tendance à perdre de l'eau, avec des valeurs qui peuvent atteindre -0,15 en novembre. Cette perte d'eau peut être expliquée par deux hypothèses : (i) le prélèvement d'eau de surface par les canaux d'irrigations des parcelles agricoles, (ii) l'infiltration de la rivière vers la nappe du fait de l'augmentation du débit entraînant une augmentation de la charge hydraulique. C'est la combinaison de ces deux processus qui est à l'origine de cette diminution de débit, le second étant le processus dominant, étant donné que les prélèvements d'eau superficielle pour l'agriculture sont limités sur ce tronçon (tableau 17). La courbe du **secteur Turbio** (Figure 53) est particulière car elle dépasse ou reste proche de 1 en janvier et février. Il est difficile d'expliquer ce comportement mais l'hypothèse la plus probable est que ce comportement est lié à l'alimentation de ce secteur par toute la zone supérieure au moment de la fonte du manteau neigeux, à partir du mois d'octobre (Chapitre 2).

Les données disponibles sur le **secteur Claro** ont permis de caractériser les parties amont et aval. Dans les deux zones du **secteur Claro** il existe également une variabilité saisonnière des variations

de stock de la rivière. En basses eaux (saison humide), le Rio Claro gagne de l'eau. Cette eau provient certainement du ruissellement des précipitations vers la rivière comme pour le **secteur Turbio**. Il est intéressant de voir que le pic du ratio entre les parties amont et aval du **secteur Claro** est décalé. Sur la partie amont la rivière semble gagner beaucoup plus d'eau sur la période de basses eaux que la partie aval. Cette différence pourrait être liée à la surface plus importante de terrains plutoniques peu perméables, respectivement à la partie amont, ce qui favoriserait le ruissellement. Dans la partie aval le ruissellement étant moins important, les précipitations s'infiltreraient avant d'atteindre le cours d'eau. En période de hautes eaux la partie amont perd plus d'eau que la partie aval. Les prélèvements pour l'agriculture étant moins importants dans la partie amont (tableau 17) ce déficit peut s'expliquer par un compartiment souterrain dont les caractéristiques hydrogéologiques sont moins aptes à soutenir les écoulements de surface. Sur la partie aval le compartiment souterrain plus développé (volume d'alluvions plus importants) permettrait de soutenir de manière plus efficace les écoulements superficiels malgré d'importants prélèvements pour l'agriculture (tableau 17). Comme pour le **secteur Turbio**, en janvier et février le ratio de la partie amont est légèrement plus important que celui de la partie aval. De nouveau la seule hypothèse pour expliquer ce processus pourrait être la proximité des zones de haute altitude alimentant le ruissellement à cette période de forte fonte.

Le **secteur Elqui** diffère du reste de la zone inférieure car il ne présente jamais un ratio inférieur à 1, ce qui veut dire que la rivière ne perd jamais d'eau. Il est important de noter que le tronçon concerné ne représente qu'une courte distance, le plus en amont du **secteur Elqui**. Le ratio sur ce tronçon présente tout de même une variabilité avec un ratio proche de 1 en basses eaux et un ratio supérieur à 1 en hautes eaux. Ceci indique que sur ce tronçon la rivière gagne de l'eau la majorité du temps malgré des prélèvements agricoles (tableau 17). La zone concernée se trouve juste en aval de la confluence entre le Rio Turbio et le Rio Claro. Comme évoqué plus loin, les zones de confluences peuvent être le lieu de mise en place de processus hydrodynamiques particuliers. Il est possible que la confluence des deux rivières majeures du bassin versant entraîne une forte saturation du compartiment souterrain. Dans ce cas l'excès d'eau est drainé par la rivière. Il est surprenant de mesurer une zone non saturée aussi importante sur le site d'Algarrobal (figure 59) alors que les jaugeages différentiels semblent indiquer un drainage de la nappe par la rivière. Ce résultat pourrait être expliqué par une remontée du substratum en amont du site d'Algarrobal favorisant localement une remontée du niveau piézométrique et un drainage de la nappe par la rivière.

Les résultats apportés par les données hydrologiques permettent de classer les différents sites de la zone inférieure du bassin versant de l'Elqui selon quatre catégories :

- Catégorie 1 : La recharge du compartiment souterrain est assurée en majorité par les

précipitations ou un transfert d'eau souterraine depuis l'amont. En cas de fort déficit hydrique, la recharge du compartiment souterrain est également assurée par l'infiltration de la rivière. En périodes de hautes eaux, le compartiment souterrain est régulièrement drainé par la rivière.

Cette catégorie intègre le **secteur Claro** ainsi que le site El Tambo (**Secteur Elqui Aval**).

- Catégorie 2 : La recharge du compartiment souterrain est assurée en majorité par les précipitations ou un transfert d'eau souterraine de l'amont. En cas de fort déficit hydrique, la recharge du compartiment souterrain est également assurée par l'infiltration de la rivière. L'épaisseur de la zone non saturée ne semble pas permettre un drainage de la nappe par la rivière.

Cette catégorie intègre les sites d'Algarrobal et de La Campaña (**Secteur Elqui Amont**).

- Catégorie 3 : La recharge du compartiment souterrain est assurée en majorité par les précipitations ou un transfert d'eau souterraine de l'amont. La recharge de la nappe par la rivière est très limitée et le soutien de la rivière par la nappe n'est pas possible au vu de l'épaisseur de la zone non saturée.

Cette catégorie intègre les sites de Vicuña (**Secteur Elqui Aval**) et de Varillar (**Secteur Turbio aval**)

- Catégorie 4 : La recharge par les précipitations et par un compartiment amont est insuffisante pour maintenir le stock d'eau. La recharge du compartiment souterrain par la rivière est très importante et le soutien de la rivière par la nappe inexistant. Exceptionnellement, il serait envisageable qu'en cas d'événement extrême, la saturation du compartiment souterrain permette la remontée du niveau piézométrique et le drainage temporaire de la nappe par la rivière.

Cette catégorie est illustrée par le site de Bocalume.

V.1.2- Estimation de la connectivité basée sur les données physico-chimiques

La connectivité entre compartiments superficiel et souterrain est maintenant évaluée à partir des données physico-chimiques présentées dans le tableau 14. Les paramètres physiques et les éléments majeurs ou traces rassemblés dans ce tableau sont des traceurs naturels des masses d'eau et sont fréquemment utilisés dans l'étude des interactions surface-souterrain (Kalbus et al., 2006; Sophocleous, 2002). Les différences de concentrations de chacun de ces éléments entre les masses d'eau superficielles et souterraines d'un même secteur sont des indicateurs de connexion potentielle. Si les concentrations mesurées dans l'aquifère à proximité de la rivière sont très proches, alors il est fort probable que les deux compartiments soient connectés et susceptibles d'échanger de l'eau (Oyarzún et al., 2013).

Un faible écart entre eaux superficielles et eaux souterraines peut être expliqué par deux

hypothèses : (i) Le compartiment de surface et le compartiment souterrain sont alimentés par un même compartiment amont, l'origine commune des masses d'eau et la proximité du compartiment amont expliquant la similarités (ii) le compartiment de surface et le compartiment souterrain sont connectés et les échanges entre ces deux compartiments entraînent une homogénéisation des caractéristiques des masses d'eau souterraines et superficielles. Inversement, un fort écart peut être expliqué par : (i) l'absence de connexion entre la rivière et l'aquifère, (ii) un mélange du compartiment superficiel ou souterrain avec une eau provenant d'un compartiment tierce.

Suivant la méthode présentée précédemment (II.1.2) des indices de connectivité ont été calculés pour chacun des quatre sites pour lesquels des données physico-chimiques superficielles et souterraines sont disponibles : (Figure 43 à 44).

- Zone Claro 1 : Puits APR Alcohuz et Rio Estero Derecho (Alcohuz)
- Zone Claro 2 : Puits APR Montegrande et Rio Estero Derecho (Montegrande)
- Zone Turbio : Puits APR Rivadavia et Rio Turbio (Rivadavia)
- Zone Elqui : Puits APR El Tambo et Rio Elqui (El Tambo)

Il était initialement prévu de déterminer cet index par comparaison des données superficielles et souterraines pour les sites Rio Claro à Rivadavia avec l'APR Rivadavia et Rio Cochiguaz avec l'APR Montegrande. Malgré leur proximité respective (figure 41), les données de conductivité électrique (tableau 14) montrent des écarts importants entre eaux superficielles et souterraines à chacun des sites. Ce résultat ne paraît pas cohérent avec les résultats hydrologiques qui montrent une connectivité plutôt bonne dans ces secteurs. Ces données nous indiquent que l'APR rivadavia semble plutôt sous l'influence du **secteur Turbio** et que l'APR Montegrande semble plutôt sous l'influence de l'Estero Derecho. Par conséquent, il serait illogique de tenter de déterminer un index de connectivité entre deux points qui ne semblent pas interagir.

Le tableau 18 présente les écarts, en valeurs absolues, entre masses d'eau superficielle et souterraine pour chacun des paramètres. Le tableau 19 présente ces mêmes écarts normalisés par l'écart type de chaque paramètre sur les quatre sites. Enfin le tableau 20 nous indique d'une part le classement de chacun des sites de 1 à 4 pour chaque paramètre et d'autre part la somme des classements obtenus par chaque site sur l'ensemble des paramètres. Pour chacun de ces index une valeur faible est synonyme de forte connectivité tandis qu'une valeur forte est synonyme de faible connectivité.

Les tableaux 19 et 20 montrent que deux zones sur les quatre se démarquent, la zone Claro 2 avec des indices faibles et le meilleur classement, et la zone Turbio avec des indices forts et le plus mauvais classement. D'après les hypothèses de départ, ces résultats indiquent une connectivité importante entre les compartiments souterrains et superficiels dans la zone Claro 2 et donc un fort

potentiel d'interaction. Au contraire, les résultats pour la zone Turbio indiquent une mauvaise connectivité, avec des indices d'écart plus de 10 fois plus importants, et donc un potentiel d'interaction réduit.

Concernant les zones Elqui et Claro 1, elles se placent respectivement en deuxième et troisième places du classement. Pour ces deux zones seules les données en périodes de hautes ou basses eaux sont disponibles. Il est donc difficile de déterminer avec certitude un classement correct pour ces deux stations, d'autant que l'une possède des données en hautes eaux (Elqui) et l'autre des données en basses eaux (Claro 1). Il sera donc considéré que ces deux zones présentent une connectivité surface-souterrain moyenne, avec un potentiel d'interaction moyen.

La disponibilité des données en hautes eaux et basses eaux pour les zones Claro 2 et Turbio (Tableau 19) permet de s'intéresser à la variabilité saisonnière de la connectivité surface-souterrain. Pour les deux zones il apparaît que la connectivité est meilleure en basses eaux qu'en hautes eaux. Cette variabilité temporelle de la connectivité va avoir un impact sur le potentiel d'interaction surface-souterrain et donc sur les transferts de masses d'eaux d'un compartiment à un autre.

Les résultats apportés par les données physico-chimiques montrent que la connectivité surface-souterrain dans le bassin versant de l'Elqui présente à la fois une variabilité spatiale et temporelle. Les jaugeages différentiels présentés précédemment n'avaient pas permis de se prononcer sur l'aspect de la variabilité de la connectivité. La zone Claro 2 est donc celle présentant la plus forte connectivité avec un maximum en basses eaux. Les zones Claro 2 et Elqui présentent des connectivités moyennes mais il n'est pas possible de se prononcer sur leur variabilité temporelle. Enfin la zone Turbio présente une connectivité faible avec également un maximum en basses eaux.

Zone	Période	ΔCE ($\mu S/cm$)	ΔCa^{2+} (mg/l)	ΔMg^{2+} (mg/l)	ΔNa^+ (mg/l)	ΔK^+ (mg/l)	ΔHCO_3^- (mg/l)	ΔCl^- (mg/l)	ΔSO_4^{2-} (mg/l)	ΔNO_3^- (mg/l)	ΔSiO_2 ($\mu g/l$)	ΔRb ($\mu g/l$)	ΔSr ($\mu g/l$)	ΔLi ($\mu g/l$)	$\Delta \delta^2D$	$\Delta \delta^{18}O$	ΔD excess
Claro 1	H.E	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
	B.E	62	6,8	2,3	2,7	0,0	79,3	0,4	1,5	7,6	2,6	0,2	32,8	0,3	1,3	0,3	1,1
	Moy.	63	7,9	2,3	3,2	0,3	90,3	0,9	1,8	7,7	3,0	0,2	37,5	0,5	0,4	0,1	0,2
Claro 2	H.E	17	1,1	0,2	0,1	0,0	14,6	0,2	0,6	0,7	1,2	0,0	4,2	0,2	0,7	0,0	0,9
	B.E	4	0,5	0,1	0,2	0,0	2,4	0,1	0,7	0,1	0,07	0,0	4,8	0,0	0,4	0,0	0,2
	Moy.	6,5	0,8	0,2	0,2	0,0	6,1	0,1	0,6	0,3	0,5	0,0	0,3	0,1	0,5	0,0	0,6
Turbio	H.E	132	36,1	0,5	7,2	0,4	146,4	6,7	22,3	19,9	2,9	11,8	66,8	106,3	1,8	0,0	1,8
	B.E	69	73,8	11,9	31,1	2,2	100,0	25,8	167,5	13,4	3,1	12,4	72,1	113,6	3,4	0,4	0,1
	Moy.	100,5	54,9	6,2	12,0	0,9	123,2	9,6	72,6	16,6	3,0	12,1	69,5	110,0	2,6	0,2	1,0
Elqui	H.E	60	7,1	0,2	1,2	0,1	24,4	9,5	3,6	6,0	1,2	1,5	4,3	10,7	0,8	0,1	0,1
	B.E	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
	Moy.	60	7,1	0,2	1,2	0,1	24,4	9,5	3,6	6,0	1,2	1,5	4,3	10,7	0,8	0,1	0,1

Tableau 18: Écarts en valeurs absolues entre les paramètres des masses d'eau superficielles et souterraines

Zone	Période	ΔCE	ΔCa^{2+}	ΔMg^{2+}	ΔNa^+	ΔK^+	ΔHCO_3^-	ΔCl^-	ΔSO_4^{2-}	ΔNO_3^-	ΔSiO_2	ΔRb	ΔSr	ΔLi	$\Delta \delta^2D$	$\Delta \delta^{18}O$	ΔD excess	Indice moyen
Claro 1	H.E	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
	B.E	1,74	0,17	0,36	0,16	0,02	1,54	0,03	0,02	1,14	1,59	0,03	0,97	0,00	0,84	1,49	2,06	0,76
	Moy.	1,63	0,32	0,82	0,60	0,63	1,64	0,17	0,05	1,14	2,36	0,03	1,16	0,01	0,45	1,01	0,59	0,79
Claro 2	H.E	0,29	0,06	0,93	0,04	0,09	0,20	0,04	0,05	0,07	1,15	0,00	0,12	0,00	1,15	0,34	1,00	0,35
	B.E	0,11	0,01	0,02	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,04	0,00	0,14	0,00	0,26	0,10	0,45	0,08
	Moy.	0,17	0,03	0,06	0,03	0,01	0,11	0,03	0,02	0,05	0,44	0,00	0,01	0,00	0,54	0,00	1,41	0,18
Turbio	H.E	2,27	1,93	2,58	1,89	2,00	1,99	1,41	1,89	2,01	2,89	1,84	1,85	1,82	2,96	0,00	2,09	1,96
	B.E	1,93	1,82	1,90	1,81	1,75	1,95	1,75	1,74	2,00	1,91	1,75	2,13	1,73	2,21	2,04	0,22	1,79
	Moy.	2,60	2,19	2,18	2,22	2,22	2,24	1,84	2,06	2,46	2,41	2,08	2,15	2,06	2,57	2,43	2,46	2,26
Elqui	H.E	1,03	0,38	0,78	0,31	0,53	0,33	1,99	0,31	0,60	1,16	0,23	0,12	0,18	1,32	1,88	0,09	0,70
	B.E	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
	Moy.	1,55	0,28	0,06	0,22	0,23	0,44	1,82	0,10	0,89	0,94	0,25	0,13	0,20	0,79	1,30	0,21	0,59

Tableau 19: Indices d'écarts entre les paramètres des masses d'eau superficielles et souterraines

Zone	σ	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	SiO_2	Rb	Sr	Li	δ^2D	$\delta^{18}O$	D excess	Somme
Claro 1	3	2	3	3	2	3	2	2	3	3	2	3	2	1	2	2	38
Claro 2	1	1	1,5	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	3	20,5
Turbio	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	64
Elqui	2	1	1,5	2	3	2	3	3	2	2	3	2	3	3	3	1	36,5

Tableau 20: Classement des quatre zones selon chacun des paramètres physico-chimiques

V.1.3- Calcul de l'indice de connectivité selon la méthode de Ransley et al., 2007.

Comme expliqué précédemment (II.1.3), la méthode proposée par (Ransley and Tottenham, 2007) permet de déterminer un indice de connectivité entre masses d'eau superficielle et souterraine.

Le tableau 21 présente les résultats du calcul d'indice de connectivité pour les différents sites de la zone inférieure du bassin versant de l'Elqui en périodes de hautes et basses eaux. Bien entendu cette distinction basses eaux/hautes eaux ne s'appliquera qu'au critère « niveau piézométrique moyen », les autres critères variant à des échelles de temps bien plus importantes.

En se basant sur un partage en trois classes selon les notes maximale (75) et minimale (-78,5) de cet indice, les sites de la zone inférieure du bassin versant de l'Elqui présentent tous un potentiel de connectivité moyen à fort avec des notes toujours supérieures ou égales à 25. Ce résultat indique que la zone inférieure de ce bassin versant présente un potentiel d'interactions entre compartiments superficiel et souterrain qui est plutôt important.

Les valeurs des indices présentés dans le tableau 21 varient entre 25 et 65. Afin d'affiner la représentation du potentiel de connectivité sur ces sites il a été déterminé trois classes selon les paliers suivants :

- Potentiel de connectivité fort : indice > 52
- Potentiel de connectivité moyen : 39 < indice < 52
- Potentiel de connectivité faible : indice < 39

Selon cette seconde classification, le tableau 21 indique que les zones de fort potentiel d'interaction se situent dans la partie aval du **secteur Elqui** ainsi que sur le **secteur Claro**, mis à part le site de Montegrande. Ces résultats indiquent également que la zone qui s'étend entre Rivadavia et Algarrobal, à proximité de la confluence entre les Rios Turbio et Claro, présente un potentiel d'interaction plus faible. En regardant dans le détail chacun des paramètres, l'indice est plus faible à Rivadavia du fait de la présence plus importante d'argile dans les sols et les niveaux alluvionnaires. Autour d'Algarrobal, le potentiel est faible en basses eaux du fait de la profondeur importante du niveau piézométrique.

Secteur	Site	Période	Niveau Piézométrique moyen	Sédiments du lit du cours d'eau	Géomorphologie	Géologie	Résultats	indice de connectivité
Turbio	Bocalume	H.E.	0,5	5	1	5	51,5	Moyen
		B.E.	0,5				51,5	Moyen
	Varillar	H.E.	0,5	3	1	5	41,5	Moyen
		B.E.	0,5				41,5	Moyen
Claro	Rivadavia	H.E.	5	-1	1	3	25	Faible
		B.E.	5				25	Faible
	Alcohuaz	H.E.	5	5	1	5	65	Fort
		B.E.	5				65	Fort
	Montegrande	H.E.	3	3	1	3	39	Moyen
		B.E.	3				39	Moyen
	Pueblo de paihuano	H.E.	5	3	1	5	55	Fort
		B.E.	5				55	Fort
	Quebrada de Paihuano	H.E.	5	3	1	5	55	Fort
		B.E.	5				55	Fort
	Algarrobal	H.E.	3	3	1	3	39	Moyen
		B.E.	0,5				31,5	Faible
	Pueblo de la campana	H.E.	3	3	1	5	49	Moyen
		B.E.	3				49	Moyen
	Pueblo de andacollito	H.E.	3	3	1	5	49	Moyen
		B.E.	3				49	Moyen
	Diaguitas	H.E.	3	3	1	3	39	Moyen
		B.E.	3				39	Moyen
	Perralillo	H.E.	3	3	1	3	39	Moyen
		B.E.	3				39	Moyen
	San Isidro	H.E.	3	3	1	5	49	Moyen
		B.E.	0,5				41,5	Moyen
	Vicuña	H.E.	3	3	1	5	49	Moyen
		B.E.	3				49	Moyen
	El Tambo B9	H.E.	5	3	1	5	55	Fort
		B.E.	3				49	Moyen
	Huancara B8	H.E.	5	3	1	5	55	Fort
		B.E.	5				55	Fort
	Huancara B17	H.E.	5	3	1	5	55	Fort
		B.E.	5				55	Fort
	Huancara B2	H.E.	5	3	1	5	57	Fort
		B.E.	5				57	Fort
	El Tambo A1	H.E.	5	3	1	5	55	Fort
		B.E.	5				55	Fort

Tableau 21: Détermination de l'indice de connectivité selon Ransley and Tottenham, (2007).

De manière générale, les têtes de bassin des **secteurs Claro** et **Turbio** présentent des caractéristiques géologiques et pédologiques qui ont tendance à favoriser un bon potentiel d'interaction. En effet dans ces zones les sols sont peu développés et plutôt sableux, favorisant le drainage des masses d'eaux. Le **secteur Turbio** présente un potentiel moyen dans sa partie haute alors que le **secteur Claro** présente un potentiel fort dans sa partie haute. Cette différence provient du fait que le niveau piézométrique est bien plus profond dans le **secteur Turbio** que dans le **secteur Claro**, du fait de remplissage alluvionnaire bien plus épais. Il est intéressant de noter que, d'après cet indice, les zones de confluence des cours d'eau ont tendance à présenter un potentiel d'interaction plus faible que le reste de chacun des secteurs. C'est le cas pour les sites de Rivadavia et d'Algarrobal (en basses eaux) qui se situent à proximité de la confluence Claro-Turbio, respectivement en amont et en aval de cette dernière. Concernant le **secteur Claro**, cette situation est reproduite au niveau du site de Montegrande qui est localisé à proximité de la confluence Estero Derecho-Cochiguaz.

La variabilité temporelle (hautes eaux/basses eaux) de l'indice de connectivité est plutôt faible sur la zone inférieure du bassin versant de l'Elqui. Les seuls sites qui présentent une diminution de l'indice de connectivité en période de basses eaux sont ceux qui montrent les plus grandes amplitudes de variations du niveau piézométrique dans la gamme 0 m à -20 m comme c'est le cas pour le site d'Algarrobal. En dessous de cette limite de -20 m la variabilité temporelle du niveau piézométrique n'a plus d'impact sur le potentiel d'interaction, comme c'est le cas pour les sites de Bocalume et Varillar.

De même que l'approche physico-chimique, la caractérisation du potentiel d'interaction entre compartiments superficiel et souterrain selon la méthode de Ransley and Tottenham, (2007) permet de préciser la variabilité spatiale et temporelle du potentiel d'interactions entre compartiments superficiels et souterrains.

V.1.4- Connectivité entre compartiment alluvial et compartiment de socle

La majorité des résultats qui ont été présentés jusqu'à maintenant concernent uniquement l'interaction entre des compartiments superficiels et souterrains alluviaux. Dans la vallée de l'Elqui les compartiments de socle ont toujours été considérés comme imperméables et ne jouant aucun rôle significatif dans le fonctionnement hydrologique du bassin versant. Les résultats présentés dans le chapitre 2 ont montré que cette vision du système était erronée et que les compartiments de socle – qu'ils soient volcaniques ou plutoniques – peuvent être impliqués dans le stockage, le transfert, et la production d'eau. Des études récentes ont commencé à s'intéresser à la ressource en eau dans les massifs rocheux fracturés dans la vallée de l'Elqui (Luengo et al., 2006) mais du fait d'un désintérêt ancien pour ces compartiments, les données les concernant sont extrêmement rares.

Durant la campagne d'avril 2013 les activités en Radon dans les eaux superficielles et souterraines alluviales ont été mesurées dans les **secteurs Turbio** et **Claro**. Ces données ponctuelles ne sont pas considérées comme représentatives de l'activité en Radon dans les eaux testées ou encore de la connectivité entre compartiments alluvial et de socle à l'échelle du bassin versant. Les aquifères granitiques sont ceux présentant la plus forte activité en radon dans l'eau, du fait de la concentration importante en uranium ou en radium de leur phase minérale. Le contrôle du dégazage de ce radon va dépendre de la structure de l'aquifère, augmentant avec le développement de la fracturation ou de la porosité (Le Druillennec, 2007). Les mesures ont été réalisées au niveau de Pisco Elqui dans le **secteur Claro** et au niveau de Rivadavia dans le **secteur Turbio**. Ces deux sites ont pour point commun un contact direct entre le compartiment alluvial et le compartiment plutonique, majoritairement constitué de granite. Ce compartiment étant considéré comme homogène (Chapitre 1 II.2), les variations d'activité en radon dans les eaux ne seront pas associées à des variations de faciès. L'hypothèse de travail est que l'activité en radon

dans les eaux souterraines alluviales dépend de la connectivité avec le compartiment de socle. Ainsi une forte activité en radon dans le compartiment alluvial indique une bonne connexion entre les compartiments plutonique et alluvial. Par extension, une forte activité en radon dans les eaux superficielles sera interprétée comme une bonne connectivité entre le compartiment alluvial et le compartiment hydrologique.

Le tableau 22 présente les activités en radon mesurées dans les eaux superficielles et souterraines dans la zone de Rivadavia (**Secteur Turbio**) et de Pisco Elqui (**Secteur Claro**).

Secteur	Site	Compartiment	Activité Radon équipement 1 (Bq/m ³)		Activité Radon équipement 2 (Bq/m ³)	
			Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart type
Turbio	Turbio Rivadavia	Superficiel	118	78,3	252	138
	APR Rivadavia	Souterrain	16600	1780	15200	252
Claro	Derecho Montegradne	Superficiel	783	284	684	360
	APR Pisco Elqui	Souterrain	3010	622	2980	506

Tableau 22: Résultats des mesures ponctuelles de Radon effectuées en avril 2013

L'activité en Radon dans les eaux souterraines est plus importante dans le **secteur Turbio** que dans le **secteur Claro**. Ce résultat indique donc que le potentiel d'interaction entre le compartiment souterrain alluvial et le compartiment plutonique serait plus important dans le **secteur Turbio**. Ce résultat pourrait s'expliquer par le fait que l'interface entre compartiment alluvial et compartiment plutonique contient des arènes granitiques dans le **secteur Claro**. Ces arènes, réduisant la perméabilité en comparaison d'un réseau de fracturation, ne sont pas identifiées dans le **secteur Turbio**. Les activités en Radon dans les eaux superficielles sont par contre plus importantes dans le **secteur Claro** que dans le **secteur Turbio**. Ce résultat indiquerait que les interactions entre compartiments hydrologique et alluvial dans le **secteur Claro** sont plus importantes que dans le **secteur Turbio**. En effet, les activités en radon dans les eaux superficielles diminuant à cause du dégazage du radon vers l'atmosphère, les activités importantes ne peuvent être expliquées que par un apport du souterrain. La déconnexion du système surface-souterrain à Rivadavia est en accord avec cette explication. Ces résultats montrent donc que la connectivité alluvial-socle est plus importante dans le **secteur Turbio** que dans le **secteur Claro**, tandis que la connectivité surface-souterrain dans le compartiment alluvial est meilleure dans le **secteur Claro** que dans le **secteur Turbio**, en accord avec les résultats précédents.

Plus généralement, ces couples de mesures semblent remettre en cause le modèle selon lequel les compartiments plutoniques (et également certainement pour les compartiments volcaniques) sont imperméables et n'ont aucune propriété hydrogéologique favorable au stockage et au transfert d'eau. Il sera nécessaire de réaliser des expériences supplémentaires afin de valider ce résultat sur la base de mesures plus précises et plus représentatives des processus à l'échelle du bassin. La

prise en compte de l'évolution du modèle conceptuel de fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Elqui permettra certainement d'améliorer l'efficacité des programmes de gestion de la ressource en eau.

V.1.5- Lien entre connectivité des compartiments superficiels et souterrains (alluvial) et contexte local

Les données présentées dans les paragraphes précédents indiquent toutes un potentiel d'interaction notable entre compartiments superficiel et souterrain. Le tableau 23 rassemble ces résultats et propose une détermination d'un indice de connectivité global intégrant les différentes méthodes utilisées. Les jaugeages différentiels ne permettent pas d'identifier de façon certaine la connectivité entre compartiments à cause de la forte incertitude concernant les volumes prélevés dans les rivières, mais permet de dégrossir le travail. Par contre les données géochimiques et la méthode de Ransley and Tottenham, (2007) permettent d'estimer plus finement cette connectivité à la fois dans le temps et dans l'espace. Depuis les premières études hydrogéologiques dans le bassin versant de l'Elqui, les secteurs Claro et Turbio ont toujours été considérés comme identiques (DGA, 2009, 2003, 1986), malgré les différences géologiques et géomorphologiques qui les séparent (Chapitre 1). Les indices de connectivité finaux calculés pour ces deux secteurs montrent que cette similitude n'est pas aussi vraie que ce qui semblait établi. Le secteur Turbio montre un indice de connectivité moyen à faible vers l'aval à cause de la profondeur importante du niveau piézométrique et de l'augmentation, en aval, de la proportion de sédiments fins dans l'aquifère et le lit du cours d'eau. A l'inverse, le secteur Claro montre un indice de connectivité moyen à fort vers l'aval favorisé par des niveaux piézométriques moins profonds et une géologie et des sédiments du lit du cours d'eau, plus grossiers.

Il existe une similitude intéressante entre les secteurs Turbio et Claro. Les sites de Montegrande et de Rivadavia sont tous les deux situés près d'une zone de confluence. Le premier est situé à la confluence des rios Cochiguaz et Derecho tandis que le deuxième est situé près de la confluence des rios Claro et Turbio. Ces deux sites sont ceux qui possèdent l'indice de connectivité le plus bas dans leurs secteurs respectifs, mais ils ne sont pas affectés négativement par les mêmes critères. La faible note du site de Rivadavia vient du fait que la quantité d'argiles dans les sédiments du cours d'eau augmente tandis que la faible note de Montegrande vient du fait que le niveau piézométrique est plus profond que sur le reste du secteur Claro. Les caractéristiques géomorphologiques propres aux zones de confluence et le changement des conditions d'écoulement et de dépôt des sédiments (énergie du cours d'eau) pourraient expliquer ces variations de l'indice de connectivité à Montegrande et Rivadavia. Une étude approfondie de la géométrie et de la structure des dépôts alluvionnaires sur chacun des sites pourrait permettre d'apporter plus d'informations sur les processus ayant mené à une circulation des eaux

souterraines plus profonde dans le secteur de Montegrande et un dépôt plus important d'argiles autour de Rivadavia.

Secteur	Jaugeages différentiels	Données physico-chimiques	Indice de connectivité	Connectivité globale
Turbio (amont Varillar)	N.C.	N.C.	Moyen	Moyen
Turbio (aval Varillar)	Probable	Faible	Faible	Faible
Claro (amont Montegrande)	Probable	Moyen	Fort	Moyen
Claro (aval Montegrande)	Probable	Fort	Moyen	Fort
Elqui (amont Vicuña)	Probable	N.C.	Moyen	Moyen
Elqui (aval Vicuña)	Probable	Moyen	Fort	Fort

Tableau 23: Récapitulatif des résultats apportés par chacune des méthodes de détermination d'un indice de connectivité.

Dans le secteur de l'Elqui, le site présentant l'indice de connectivité le plus faible est celui d'Algarrobal en périodes de basses eaux, à cause de la profondeur importante du niveau piézométrique. Le reste des sites de ce secteur peuvent être répartis en deux classes séparant les indices de connectivité moyens et les indices de connectivité forts. Le tableau 21, qui présente les différents sites de l'amont vers l'aval, montre que la première classe (indices moyens) se situe en amont de la ville de Vicuña tandis que la seconde classe se situe en aval de Vicuña. La proximité des sites localisés en amont de Vicuña avec la confluence entre les rios Turbio et Claro pourrait être la cause de ces indices plus faibles qu'en aval du secteur. En amont de Vicuña les indices sont moins bons principalement à cause de la profondeur plus importante du niveau piézométrique, même si la géologie est également moins propice sur certains sites. Cette situation rappelle celle du site de Montegrande, à proximité de la confluence Cochiguaz – Derecho. En aval de Vicuña le niveau piézométrique est plus proche de la surface et la géologie est très favorable expliquant l'indice de connectivité plus fort.

L'application de plusieurs méthodes de détermination de la connectivité surface-souterrain montre que les résultats obtenus ne sont pas forcément homogènes. Par exemple, les données physico-chimiques indiquent que l'écart entre les paramètres des eaux superficielles et souterraines à Rivadavia est plus grand en hautes eaux, avec une variabilité plus importante des paramètres

associés à la rivière. Cette variabilité des paramètres n'est pas forcément synonyme de variabilité temporelle de l'indice de connectivité et donc de potentiel d'interaction. En effet, suivant la théorie de Ransley and Tottenham, (2007) l'augmentation du niveau piézométrique en hautes eaux favoriserait un fort indice de connectivité alors que pour la même période les données physico-chimiques semblent indiquer une baisse de l'indice de connectivité. Ce phénomène est lié au fait que les paramètres physico-chimiques des masses d'eau ne varient pas seulement en fonction de la connectivité. Les données hydrologiques peuvent également contredire l'indice de connectivité calculé. La figure 45 B. présente les moyennes annuelles du niveau piézométrique à Rivadavia, qui semble réagir très fortement aux événements extrêmes, alors que son indice de connectivité vaut 25. Deux hypothèses peuvent expliquer cette incohérence : (i) les paramètres du calcul de l'indice de connectivité ne prennent pas en compte un paramètre favorisant la connectivité sur ce site, (ii) la détermination du type de sédiment du lit du cours d'eau à partir du type de sol présent dans la zone (II.1) ne fonctionne pas sur ce site.

A l'échelle de la zone inférieure du bassin versant de l'Elqui les compartiments superficiel et souterrain montrent un potentiel d'interaction variable mais qui reste globalement élevé. Ces résultats sont en accords avec les études réalisées dans les bassins versants voisins du Limari au sud (DGA, 2008; Ferrando and Francisco, 2002; Strauch et al., 2009) et du Huasco au nord (Squeo et al., 2006), qui ont également montré des potentiels d'interactions forts entre compartiments alluviaux superficiel et souterrain.

V.2- Caractérisation des processus de transfert entre compartiments souterrains et superficiels

Après avoir estimé l'indice de connectivité surface-souterrain dans les secteurs de la zone inférieure, l'objectif de cette partie sera de caractériser plus finement les types d'échanges, les modalités de transfert et leur variabilité spatiale et temporelle. Les échanges surface-souterrain sont mesurés depuis de nombreuses années dans les études concernant le fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Elqui sans être réellement prises en compte dans les études portant sur le fonctionnement des compartiments hydrogéologiques et sur la disponibilité de la ressource. De plus, comme le montre la figure 54, la zone considérée couvre encore une fois uniquement le secteur Elqui, entre Rivadavia (confluence Turbio-Claro) et La Serena (embouchure Elqui).

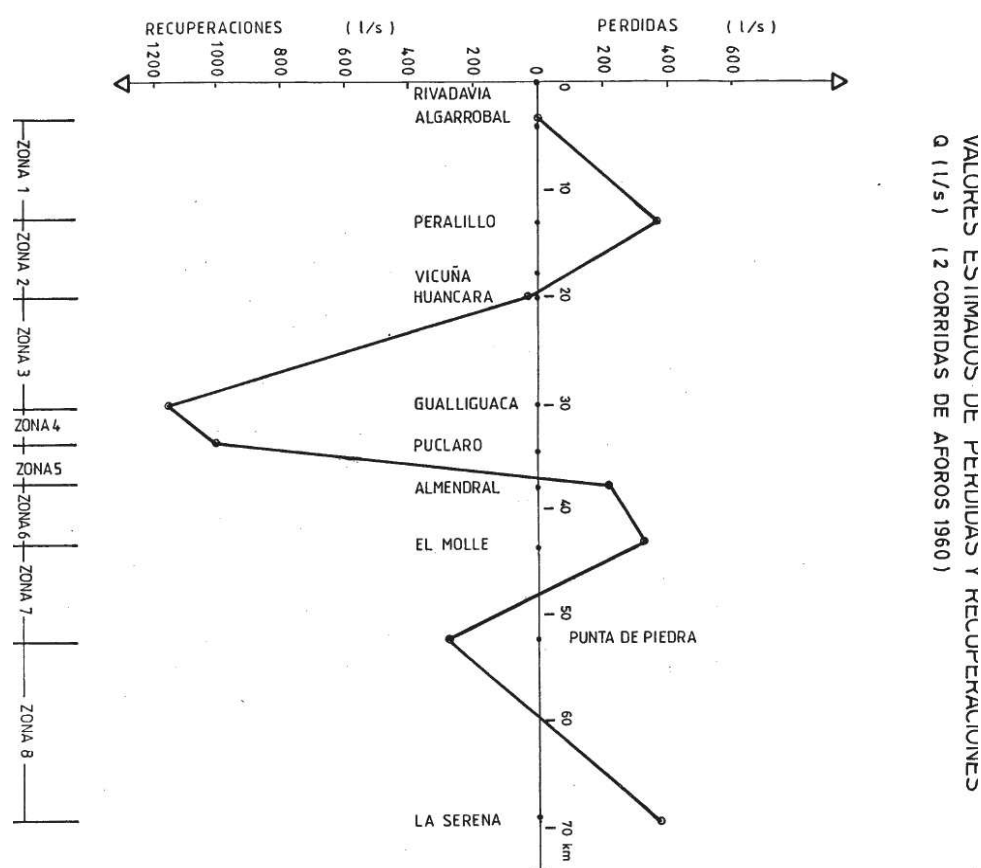


Figure 54: Moyenne des résultats de deux campagnes de jaugeages différentiels réalisés en février et avril 1960 entre La Serena et Algarrobal. Partie gauche : la rivière gagne de l'eau ; Partie droite : la rivière perd de l'eau. Source : CNR, 1987

Sur ce secteur Elqui, la figure 54 montre qu'il existe une variabilité spatiale des transferts d'eau entre la rivière et l'aquifère alluvial. Cette figure montre par exemple que dans les zones 1 et 2 la rivière perd de l'eau tandis que dans les zones 3 et 4 la rivière gagne de l'eau. Les deux premières zones correspondent au secteur Elqui - Amont Vicuña, et les deux dernières zones correspondent

au secteur Elqui - Aval Vicuña. Dans la partie précédente ces deux sous secteurs avaient déjà montré des différences au niveau de leur potentiel d'interaction surface-souterrain et des caractéristiques du niveau piézométriques (profondeur, variabilité, ...).

Cette figure permet d'introduire l'intérêt de caractériser les types de flux, en plus du potentiel d'interaction surface-souterrain, dans la caractérisation du fonctionnement hydrologiques du bassin versant.

V.2.1- Secteur Turbio

V.2.1.1-Données hydro-météorologiques

Afin de préciser le comportement hydrodynamique du compartiment souterrain dans le **secteur Turbio**, les figures 55 et 56 présentent les chroniques hydro-météorologiques pour les sites de Bocalume et Varillar. La figure 55 montre une forte corrélation entre niveaux piézométriques et débits sur le site de Bocalume. Entre les pics de crue importants liés aux événements extrêmes, il apparaît que le niveau piézométrique à Bocalume est décroissant, comme c'est le cas entre 1994 et 1997 ou entre 1989 et 1991. Il semblerait que la recharge du compartiment souterrain pour ce site dépende fortement de l'infiltration de l'eau de la rivière. En effet, la recharge directe par les précipitations ou par un compartiment souterrain amont ne semble pas suffisante pour maintenir un niveau piézométrique stable dans le temps. A l'inverse, la figure 56 montre que le niveau piézométrique à Varillar est particulièrement stable dans le temps. Les événements extrêmes ne modifient que très peu le niveau piézométrique et la chronique ne présente pas les mêmes baisses entre les événements extrêmes que ce qui est observé à Bocalume. Ce comportement laisse supposer que la recharge locale par les précipitations ou par la partie amont du compartiment souterrain est suffisante pour maintenir le stock d'eau dans cette zone, et que les événements extrêmes entraînent parfois une recharge par la rivière. Il existe donc deux comportements distincts du compartiment souterrain entre les parties amont et aval du **secteur Turbio**.

Hydrological context - Turbio

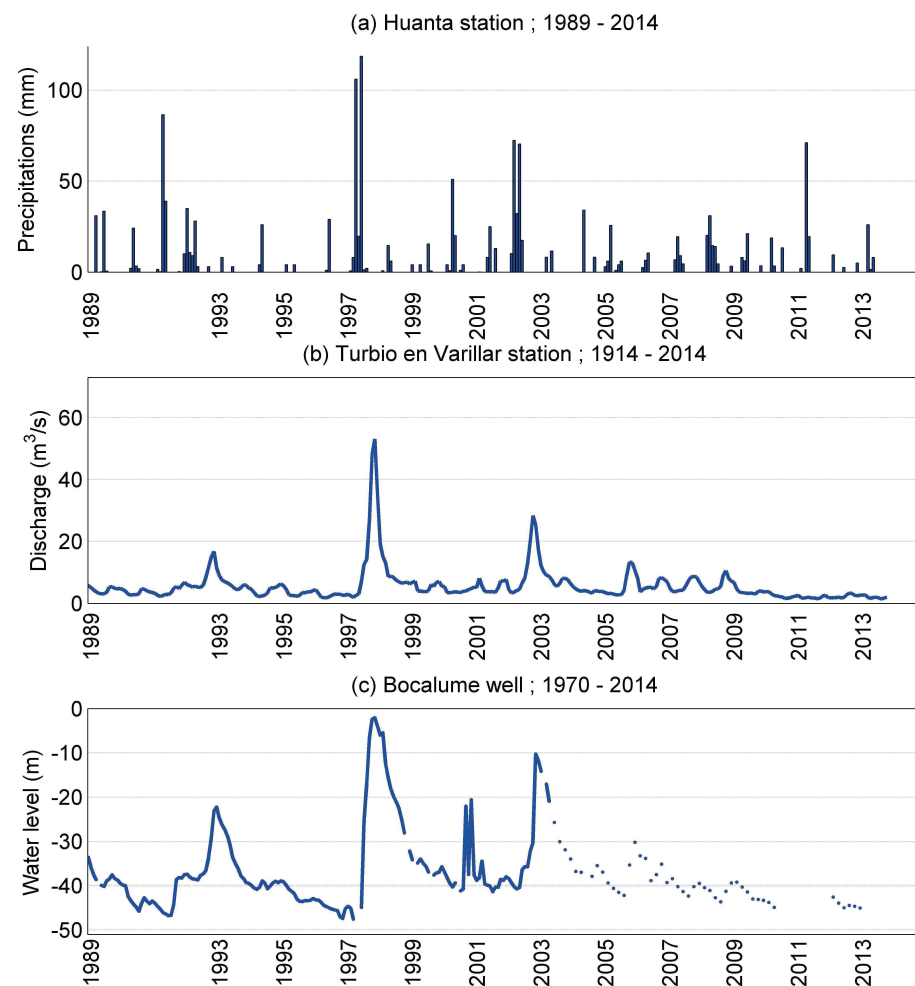


Figure 55: Chroniques de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans la partie haute du **secteur Turbio**.

Hydrological context - Turbio

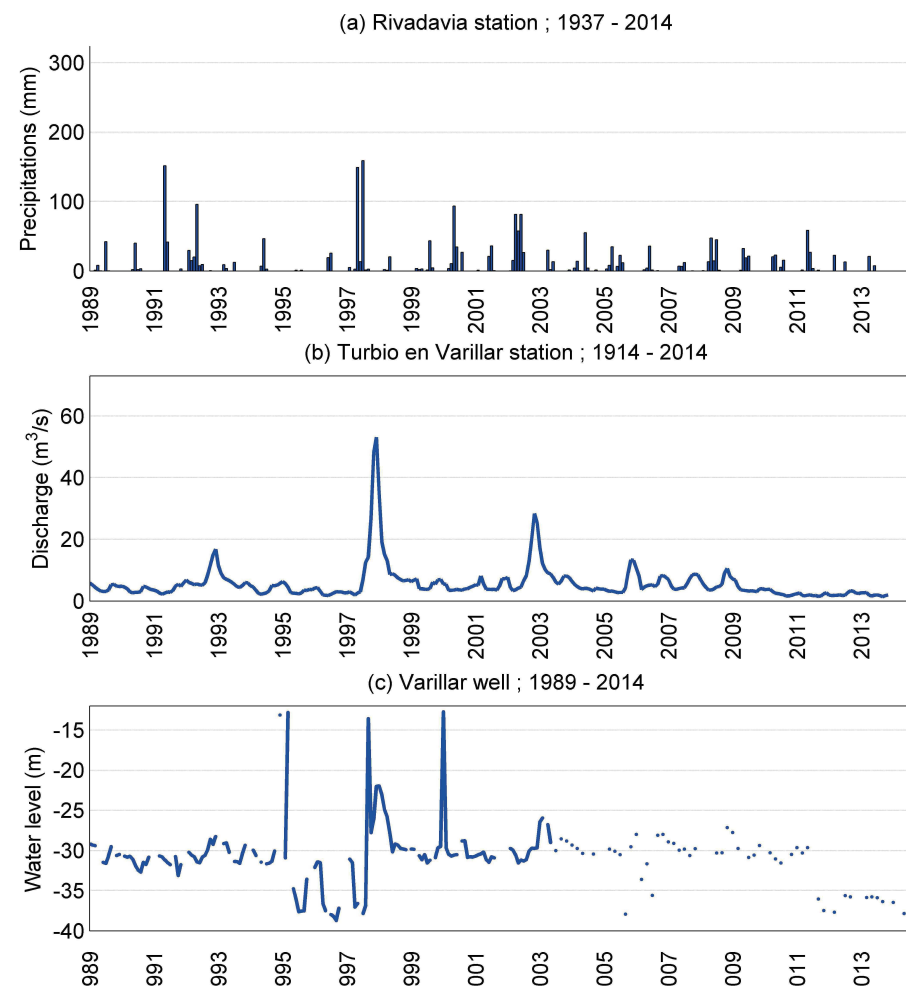


Figure 56: Chroniques de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans la partie basse du **secteur Turbio**.

V.2.1.2-Données physico-chimiques

Le faible nombre d'échantillons permettant de caractériser les propriétés physico-chimiques du compartiment souterrain dans le **secteur Turbio** empêche la caractérisation plus fine des processus de transfert entre compartiments. Étant donné que les sites d'échantillonnage pour les analyses isotopiques sont identiques, le même problème se pose avec cette donnée. Les données isotopiques sont cependant utilisées afin de caractériser les altitudes de recharge des différents compartiments grâce au gradient altitudinal des teneurs isotopiques des précipitations calculé précédemment (Chapitre 2 IV.1.2). Pour rappel ce gradient vaut $-0,33\text{‰}^{18}\text{O}/100\text{ m}$ entre 0 m et 3000 m d'altitude, puis il réduit à $-0,21\text{‰}^{18}\text{O}/100\text{ m}$ entre 3000 m et 5500 m d'altitude. Ce résultat permet de préciser l'origine de l'eau et de vérifier si l'altitude de recharge est cohérente avec les processus d'interaction identifiés pour les différents sites.

Le puits APR Rivadavia (tableau 24) situé à l'exutoire du **secteur Turbio** présente une altitude de recharge particulièrement importante par rapport à sa propre altitude, avec une différence de 2400 m. Ce résultat indique que les eaux du compartiment alluvial conservent bien le signal isotopique altitudinal. Il confirme également la contribution des eaux infiltrés dans la zone supérieure dans la recharge du compartiment alluvial.

Site	Altitude (m)	Période	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Altitude de recharge (m)	Différence (m)
APR Rivadavia	819	B.E.	-14,25	3173	2354
		H.E.	-14,21	3158	2339

Tableau 24: Altitude de recharge des compartiments souterrain du secteur Turbio, déterminée à partir du gradient altitudinal calculé dans le chapitre 2

V.2.2- Secteur Claro

V.2.2.1-Données hydro-météorologiques

Les figures 57 et 58 présentent les chroniques hydro-météorologiques dans le **secteur Claro**. La première observation montre que le compartiment souterrain présente un comportement proche de celui observé à Varillar, avec la différence qu'ici, les niveaux piézométriques sont deux fois moins profonds. Dans sa partie haute, à proximité du site de Montegrando, le niveau piézométrique varie saisonnièrement selon une gamme d'amplitude constante. Il semblerait d'ailleurs que cette amplitude ait diminuée entre 1947 et 1983, bien que cette tendance puisse être liée à une amélioration de la précision des mesures dans le temps. Comme pour le site de Varillar le débit du cours d'eau ne semble pas influencer la recharge de l'aquifère étant donné qu'en comparant une année de forte crue (1954) et une année dans la moyenne (1961), les niveaux piézométriques sont très proches. La recharge de l'aquifère par les précipitations ou un autre compartiment souterrain apparaît suffisante pour maintenir le stock d'eau dans cette zone.

Par contre, en cas de forte baisse du niveau piézométrique du fait d'un déficit de précipitations, comme ce fut le cas entre 1963 et 1965, la crue suivante participe très certainement à la recharge du compartiment souterrain. Le niveau piézométrique maximum étant situé entre -8 m et -9 m, il est très probable que lorsqu'il se situe entre ces niveaux, la rivière draine la nappe (voir II.2).

Pour rappel, la Quebrada de Paihuano est une petite vallée latérale située sur la partie sud-ouest du **secteur Claro**. La confluence entre ces deux vallées se réalise au niveau du village de Paihuano. Comme pour Montegranda, ce site présente un niveau piézométrique stable, avec des variations saisonnières de faible amplitude et sans réaction particulière lors d'événements extrêmes. La recharge de l'aquifère par les précipitations ou un transfert souterrain apparaît également suffisante pour maintenir le stock d'eau dans cette zone. Comme pour le site de Montegranda, il est fort probable que dans la zone de Paihuano la rivière recharge la nappe en cas de forte baisse du niveau piézométrique. Le niveau piézométrique maximum est situé entre -4 m et -5 m, laissant supposer qu'à partir de ce seuil le système surface-souterrain est connecté (voir II.2) et que l'eau de la nappe est déchargée vers la rivière. Le comportement hydrodynamique du compartiment souterrain à l'échelle du **secteur Claro** est plus homogène que pour le **secteur Turbio**. Les deux sites présentent certainement une recharge bi-modale de l'aquifère (Recharge par les précipitations ou le compartiment amont, et par la rivière) et les flux surface-souterrain peuvent être ascendants ou descendants.

Hydrological context - Claro

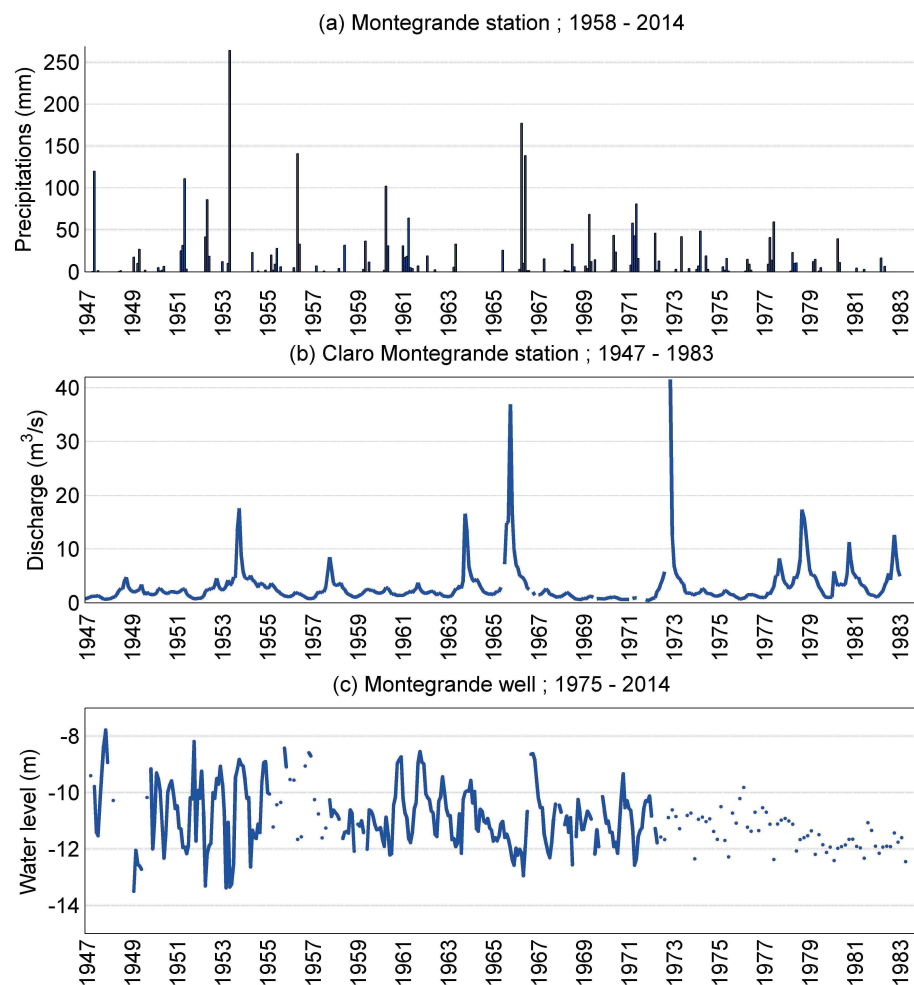


Figure 57: Chroniques de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans la partie haute du **secteur Claro**.

Hydrological context - Claro

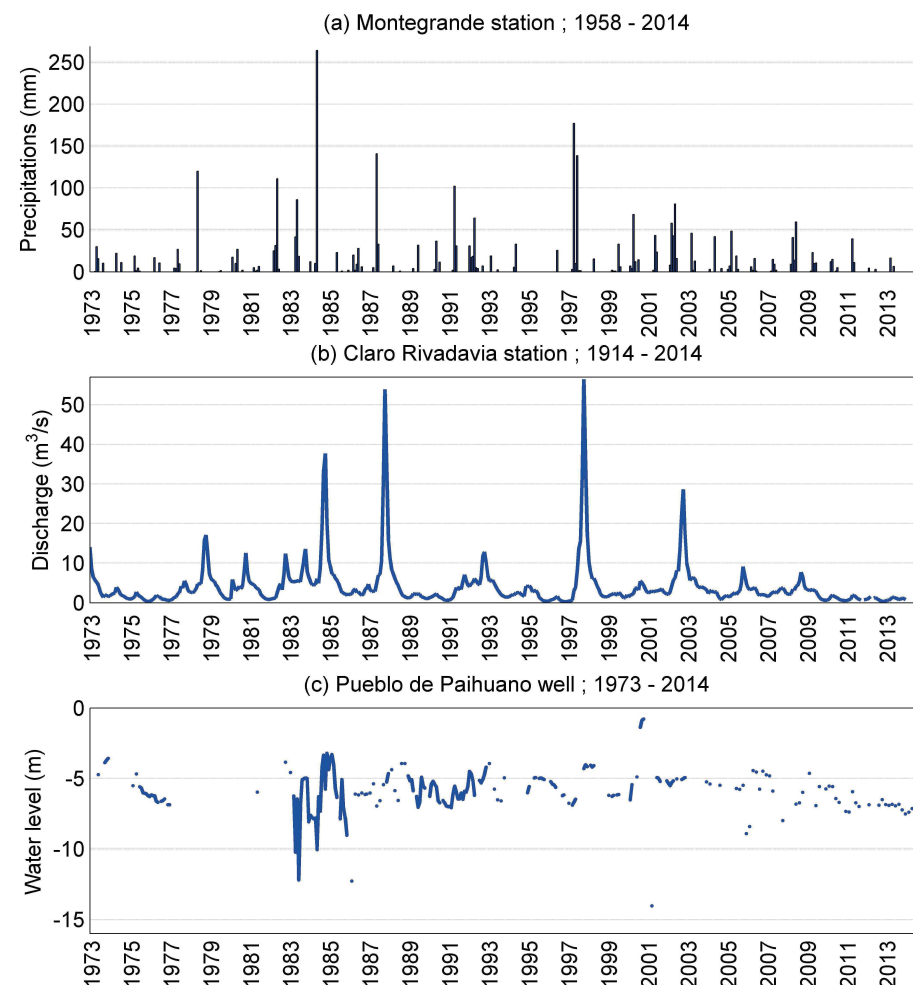


Figure 58: Chroniques de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans la partie basse du **secteur Claro** (Quebrada de Paihuano).

V.2.2.2-Données physico-chimiques

Les données physico chimiques dans le **secteur Claro**, plus nombreuses que dans les autres secteurs, permettent de caractériser plus précisément les processus de transfert entre compartiments souterrains et superficiels. Elles sont rappelées dans le tableau 25. Le compartiment hydrologique présente généralement une conductivité électrique plus faible que le compartiment souterrain alluvial. Les données de conductivité électrique montrent une variabilité saisonnière avec un maximum en hautes eaux et un minimum en basses eaux pour le compartiment souterrain et pour le compartiment superficiel (visible sur les points Estero Derecho à Alcohuaz et à Montegrande). Ces variations peuvent être expliquées par deux hypothèses :

- i. Un apport d'eau plus minéralisée depuis un compartiment connecté. Lorsque l'augmentation de conductivité électrique concerne le compartiment souterrain, l'eau plus minéralisée proviendrait du compartiment souterrain plutonique, tandis que lorsque l'augmentation concerne le compartiment superficiel, l'eau proviendrait du compartiment souterrain alluvial ;
- ii. Une contamination d'origine anthropique, liée au drainage ou à l'infiltration d'éléments chimiques tels que les nitrates, le potassium, ou le sulfate, associés à l'irrigation ou au traitement des cultures.

Afin de déterminer quelle est la meilleure hypothèse permettant d'expliquer les variations de conductivité électrique, les concentrations en éléments majeurs et traces vont être interprétées.

En hautes eaux il est possible de classer les échantillons souterrains du **secteur Claro** en 2 catégories. La première catégorie présente une augmentation de la concentration des majeurs, une diminution de la concentration en silice et peu de variations pour les éléments en traces. Ces informations soutiennent l'hypothèse d'une recharge par une eau récente apportée par le compartiment superficiel. L'augmentation des majeurs est liée à un apport naturel de bicarbonates et d'éléments anthropiques tels que les nitrates ou les sulfates liés à l'activité agricole. La diminution de concentration en silice est un effet de dilution. Cette première catégorie rassemble les échantillons d'Horcon, Pisco Elqui et Paihuano (tableau 25). La seconde catégorie présente une augmentation de tous les majeurs hormis les bicarbonates, et une augmentation des teneurs en silice et en éléments en traces. Ces variations peuvent être expliquées par un apport d'eau souterraine depuis le compartiment plutonique vers le compartiment alluvial. Le seul site concerné dans le **secteur Claro** est celui de **Montegrande**.

Site	Secteur	Compartiment	Période	pH	CE (μS/cm)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	Rb (μg/l)	Sr (μg/l)	Li (μg/l)	δ ² D (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	D-excess
APR	Claro	Souterrain	H.E.	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Alcohuaz			B.E.	*	214,0	26,2	5,0	8,3	1,2	157,4	2,4	22,9	7,9	9,3	0,3	89,3	2,6	-99,5	-13,40	7,7
Estero Derecho	Claro	Superficiel	H.E.	7,9	150,0	17,1	2,5	4,5	0,7	56,1	1,0	17,9	0,1	5,9	0,4	47,0	1,8	-99,1	-13,27	7,1
Alcohuaz			B.E.	*	152,0	19,4	2,7	5,6	1,1	78,1	2,0	24,5	0,2	6,7	0,5	56,5	2,3	-100,8	-13,70	8,8
APR	Claro	Souterrain	H.E.	7,5	316,0	35,3	5,7	13,8	1,3	144,0	4,1	23,0	10,5	9,1	0,3	106,6	2,2	-98,4	-13,17	7,0
Horcon			B.E.	*	276,0	35,1	5,1	13,8	1,3	134,2	3,7	22,7	7,6	9,5	0,3	104,6	2,1	-98,9	-13,28	7,3
APR	Claro	Souterrain	H.E.	7	311,0	31,2	5,0	10,0	0,9	187,9	2,3	20,2	2,9	8,6	0,3	90,5	3,9	-97,8	-13,06	6,7
Pisco Elqui			B.E.	*	261,0	35,0	5,0	11,4	1,1	117,1	3,1	21,2	3	9,4	0,4	100,5	4,7	-98,2	-13,22	7,6
APR	Claro	Souterrain	H.E.	7,1	405,0	56,7	7,9	13,3	1,4	170,8	4,4	28,5	18,8	10,6	0,5	186,6	6,4	-96,7	-12,97	7,1
Montegrande			B.E.	*	342,0	49,6	6,5	12,3	1,4	183,0	4,0	26,0	12,7	9,2	0,3	149,4	3,7	-97,8	-13,10	7,0
Rio Cochiguaz	Claro	Superficiel	H.E.	7,5	284,0	34,2	5,5	7,1	0,8	51,2	2,3	77,3	0,6	7,4	1,4	117,4	8,1	-101,9	-13,55	6,5
			B.E.	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	7,0	1,3	124,9	8,2	-104,0	-14,00	8,0
Estero Derecho	Claro	Superficiel	H.E.	7,9	388,0	55,6	7,7	13,2	1,4	156,2	4,2	27,9	18,1	9,4	0,5	182,4	6,2	-97,4	-12,95	6,2
Montegrande			B.E.	*	346,0	49,1	6,4	12,2	1,4	185,4	3,9	25,4	12,7	9,3	0,3	154,2	3,7	-98,2	-13,12	6,8
APR	Claro	Souterrain	H.E.	8,3	422,0	49,5	8,7	14,2	1,7	253,8	2,8	16,0	7,0	11,0	0,1	158,6	4,1	-93,1	-12,45	6,5
Paihuano			B.E.	*	360,0	51,6	8,0	14,1	1,9	217,2	3,2	16,3	6,7	11,3	0,1	157,3	3,8	-93,7	-12,54	6,6
Rio Claro	Claro	Superficiel	H.E.	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	7,0	1,3	163,0	12,2	-99,3	-13,24	6,6
Rivadavia			B.E.	*	340,0	90,8	18,2	51,1	4,0	131,8	40,1	228,9	3,1	8,0	0,8	150,9	6,6	-101,4	-13,58	7,2

Tableau 25: Données physico-chimiques des compartiments souterrains et superficiels du **secteur Claro** (Rappel du tableau 14).

Les échantillons prélevés dans les compartiments superficiels en période de hautes eaux peuvent également être classés selon deux catégories. La première montre une diminution des concentrations en majeurs, silice et traces (tableau 25). Cette diminution est associée à la dilution de l'eau de la rivière par le ruissellement de l'eau de fonte peu chargée. L'échantillon du Rio Derecho à Alcohuz fait partie de cette catégorie. La seconde catégorie montre une augmentation des concentrations en majeurs, silice, et traces. Cette augmentation peut s'expliquer par une contribution du compartiment souterrain vers la rivière. L'échantillon d'eau de rivière prélevé à Montegrande montre ce comportement, ce qui est en accord avec les résultats précédents indiquant un apport d'eau du socle vers le compartiment souterrain alluvial. La zone de Montegrande semble donc présenter une forte charge hydraulique souterraine résultant en un transfert d'eau vers la rivière. Cette situation particulière au site de Montegrande rappelle les particularités des zones de confluences identifiées lors de la caractérisation de la connectivité (V.1). L'échantillon prélevé dans le Rio Cochiguaz n'a pas pu être comparé à un échantillon en basses eaux, pour les éléments majeurs. L'amplitude de variations des concentrations en éléments en traces est plutôt faible ne permettant pas de tirer des conclusions sur les processus d'interaction surface-souterrain sur le cours du Rio Cochiguaz. L'échantillon prélevé dans le Rio Claro à Rivadavia en hautes eaux n'a pas pu être analysé pour les majeurs. Les teneurs en silice montrent une diminution tandis que celles en traces montrent une augmentation. Ce résultat pourrait être expliqué par la contribution d'une formation plutonique se distinguant du reste des roches constitutives du compartiment plutonique et présentant une minéralisation caractérisée par une concentration plus faible en silice et plus forte en éléments traces. Ainsi, l'hypothèse d'homogénéité du compartiment plutonique ne semble pas forcément être représentative de la réalité géologique.

Cette opposition dans les variations de concentrations empêche l'interprétation des processus d'interaction surface-souterrain dans cette zone. Il aurait été nécessaire de connaître les variations de concentrations des majeurs pour avoir d'autres éléments discriminants.

En période de basses eaux la majorité des sites souterrains du **secteur Claro** présentent des concentrations plus faibles qu'en hautes eaux. La diminution du niveau piézométrique favorise l'infiltration de la rivière dans ce secteur bien connecté, entraînant une dilution des eaux souterraines et donc une diminution des concentrations de la plupart des éléments chimiques. Le compartiment souterrain alluvial à Montegrande étant alimenté par les eaux en provenance du socle en hautes eaux, il n'est pas possible de déterminer si cette diminution des concentrations est liée à l'infiltration de la rivière ou à la diminution des apports par le socle. Sur le site de Pisco Elqui le comportement est inverse, avec une augmentation générale des concentrations (hors bicarbonates) en basses eaux. Cette augmentation de concentration peut être expliquée par un

transfert d'eau depuis le compartiment de socle vers le compartiment alluvial du fait de la diminution de charge hydraulique dans ce dernier.

En surface il est possible de distinguer les tronçons de la rivière présentant une augmentation de concentrations en basses eaux, comme le site du Rio Derecho à Alcohuaz, lié au soutien de la rivière par le compartiment souterrain, de ceux présentant une diminution de concentrations comme celui du Rio Derecho à Montegrande, s'expliquant par « l'arrêt » du soutien de la rivière par la nappe. Ce résultat est cohérent avec le comportement du compartiment souterrain à Montegrande décrit dans le paragraphe précédent.

Comme pour le **secteur Turbio**, les données isotopiques disponibles dans le **secteur Claro** permettent de calculer les altitudes de recharge (Tableau 24) du compartiment souterrain alluvial. Elles se situent sur une gamme variant de 2800 m à 3200 m d'altitude, tandis que la gamme d'altitude des APR varie entre 500 m et 1700 m. Dans le **secteur Claro**, l'altitude de recharge de tous les APR se situe aux alentours de 3000 m d'altitude. En dehors de l'homogénéité de ces valeurs, il est à noter qu'elles restent plus enrichies de 2000 m par rapport à l'altitude maximum du secteur (5000 m).

Site	Altitude (m)	Période	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Altitude de recharge (m)	Différence (m)
APR Alcohuaz	1681	B.E.	-13,40	2870	1189
APR Horcon	1442	B.E.	-13,28	2829	1387
		H.E.	-13,17	2791	2791
APR Pisco Elqui	1340	B.E.	-13,22	2808	1468
		H.E.	-13,06	2754	1414
APR Montegrande	1185	B.E.	-13,10	2767	1582
		H.E.	-12,97	2723	1538
APR Paihuano	1045	B.E.	-12,54	2580	1535
		H.E.	-12,45	2551	1506

Tableau 26: Altitude de recharge des compartiments souterrain du **secteur Claro**, déterminée à partir du gradient altitudinal calculé dans le chapitre 2

Deux hypothèses peuvent expliquer que le **secteur Claro** ne soit pas plus marqué par cet effet altitudinal : i) une recharge préférentielle du compartiment plutonique au dessus de 3000 m d'altitude, ii) le socle plutonique ne présente aucune propriété favorable au transport d'eau souterraine et l'eau produite en haute altitude ruisselle en surface/sub-surface avant d'atteindre les premiers niveaux alluviaux aux alentours de 3000 m d'altitude, par conséquent, l'eau se rééquilibre avec l'atmosphère entre 5000 m et 3000 m d'altitude. En hautes eaux, les altitudes de recharge de chacun des puits du **secteur Claro** montre une diminution de moins de 50 m de l'altitude de recharge. Cet écart n'est pas significatif car l'incertitude sur le gradient altitudinal est trop importante.

V.2.3- Secteur Elqui

V.2.3.1-Données hydro-météorologiques

Les figures 59 et 60 présentent les chroniques hydro-météorologiques pour deux sites localisés dans le **secteur Elqui** en amont de Vicuña. Les figures 61 et 62 présentent les mêmes données pour deux sites localisés dans la partie du **secteur de l'Elqui** en aval de Vicuña.

La figure 59 présente les données du site d'Algarrobal. Le niveau piézométrique montre une variabilité saisonnière dont l'amplitude est proche de ce qui a été observé dans le **secteur Claro**, avec en plus des variations de forte amplitude liées aux événements extrêmes. Entre 1994 et 1997 les précipitations semblent moins importantes ce qui se traduit par une diminution du niveau piézométrique sur la période. Sur une période sans événements extrêmes et avec des cumuls de précipitations habituels comme entre 1989 et 1991, une diminution du niveau piézométrique est observable mais elle est moins forte que durant la période précédente. Ce résultat indique que sur ce site la recharge du compartiment souterrain semble dépendre à la fois de l'infiltration de l'eau de la rivière durant les événements extrêmes, mais également de l'infiltration des précipitations. Le compartiment souterrain sur le site d'Algarrobal présenterait donc plus clairement que les autres une recharge bi-modale.

La figure 60 présente les données du site de La Campaña. Sur ce site le niveau piézométrique est très fortement corrélé avec le débit de la rivière. Sur les périodes considérées précédemment pour le site d'Algarrobal (1994-1997 : déficit de précipitations ; 1989-1991 : précipitations normales), les diminutions de niveaux piézométriques sont à peu près équivalentes. Ce résultat pourrait indiquer que la recharge du compartiment souterrain sur ce site dépend plus de l'infiltration de la rivière ou des apports souterrains amont, que de l'infiltration des précipitations.

Sur le site de Vicuña (Figure 61), la chronique de niveau piézométrique est de moins bonne qualité et présente beaucoup de lacunes. Malgré ce problème, elle montre un niveau piézométrique qui semble assez stable dans son amplitude de variations qu'elles soient saisonnières ou liées à la survenue d'événements extrêmes. Entre 1992 et 1993 s'est produite une crue de la rivière en deux paliers (Figure 61(b)). La valeur atteinte par les deux pics de niveaux piézométriques concordants est proche alors que le premier palier de débit est moins important que le second. De plus lors de la survenue d'événements extrêmes, le niveau piézométrique ne semble pas évoluer en corrélation avec les pics de crues majeurs. Ceci pourrait indiquer que la recharge par la rivière est très limitée et qu'elle serait plutôt assurée par le compartiment souterrain amont, ou l'infiltration des précipitations.

Enfin, la figure 62 présente les données du site le plus en aval de la zone d'étude, le site d'El Tambo. La dynamique de variation du niveau piézométrique sur ce site semble encore différente de celle observée auparavant. Il est plutôt stable durant de longues périodes, situé à une faible

profondeur comme entre 1985 et 1994 et en général sans réactions face aux événements extrêmes. Entre 1994 et 1997 les précipitations ont été moins importantes et le niveau piézométrique a chuté. Après cette baisse importante du niveau piézométrique, l'événement extrême de 1998 a permis une remontée au niveau d'avant la sécheresse. Ce comportement indiquerait que la recharge du compartiment souterrain dans ce secteur est également bi-modale. Le fait que le niveau piézométrique ne dépasse que rarement les -6 m laisse penser qu'à partir de cette profondeur la nappe est drainée par la rivière (voir II.2).

Les différentes dynamiques de variations du niveau piézométrique et modalités de recharge observées sur le **secteur Elqui** indiquent donc une grande diversité de processus.

V.2.3.2-Données physico-chimiques

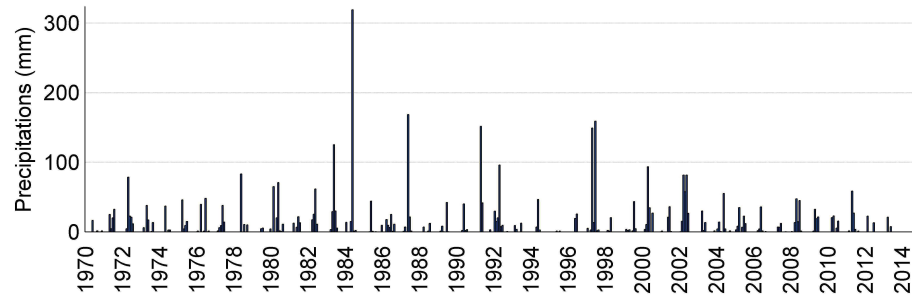
Comme dans le cas du puits de Rivadavia (**Secteur Turbio**), les altitudes de recharge des puits APR de Diaguitas et El Tambo sont respectivement 2200 m et 2400 m plus haute que l'altitude de prélèvement. Il n'est pas surprenant que les compartiments souterrains conservent bien le signal isotopique altitudinal à la différence des compartiments superficiels dont les teneurs isotopiques peuvent varier suite à des événements de précipitations, à un mélange avec un affluent ou un rééquilibrage avec les teneurs de la vapeur atmosphérique. Ces résultats confirment l'importance des zones de haute altitude dans la recharge et l'alimentation des compartiments de la zone inférieure.

Site	Altitude (m)	Période	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Altitude de recharge (m)	Différence (m)
APR Andacollito	754	B.E.	-13,70	2975	2221
		H.E.	-13,73	2986	2232
APR Diaguitas	702	B.E.	-13,43	2881	2179
		H.E.	-13,32	2843	2141

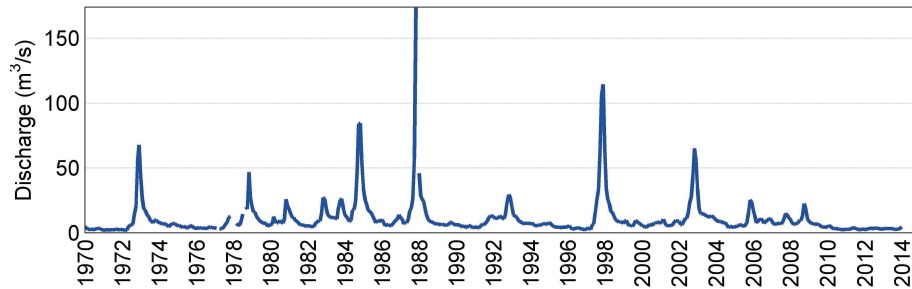
Tableau 27: Altitude de recharge des compartiments souterrain du **secteur Elqui**, déterminée à partir du gradient altitudinal calculé dans le chapitre 2

Hydrological context - Elqui

(a) Rivadavia station ; 1937 - 2014



(b) Algarrobal station ; 1916 - 2014



(c) Algarrobal well ; 1970 - 2014

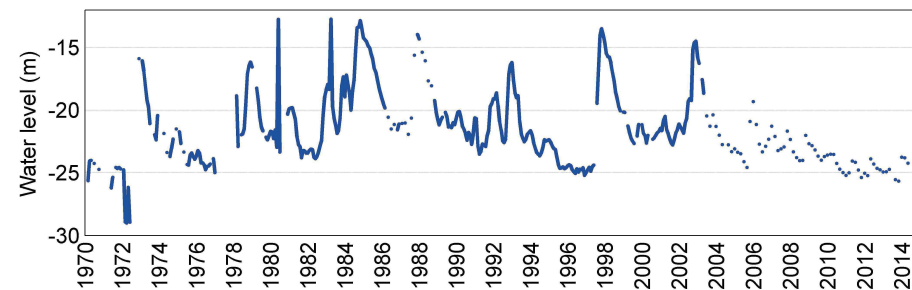
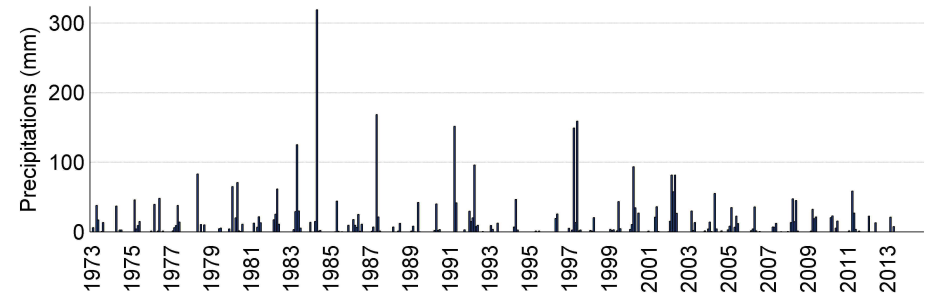


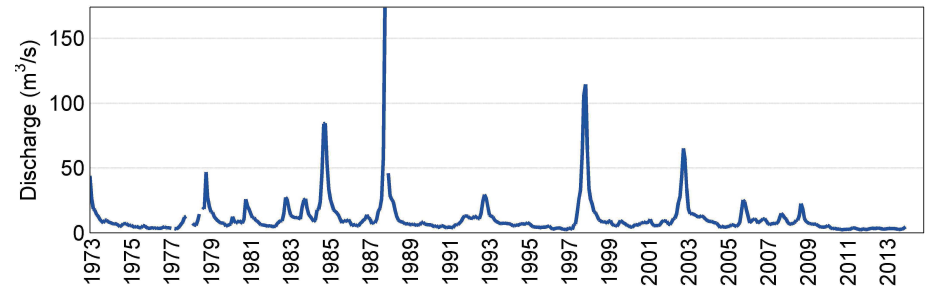
Figure 59: Chroniques de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans la partie haute du **secteur Elqui**.

Hydrological context - Elqui

(a) Rivadavia station ; 1937 - 2014



(b) Algarrobal station ; 1916 - 2014



(c) Pueblo de la Campaña well ; 1973 - 2014

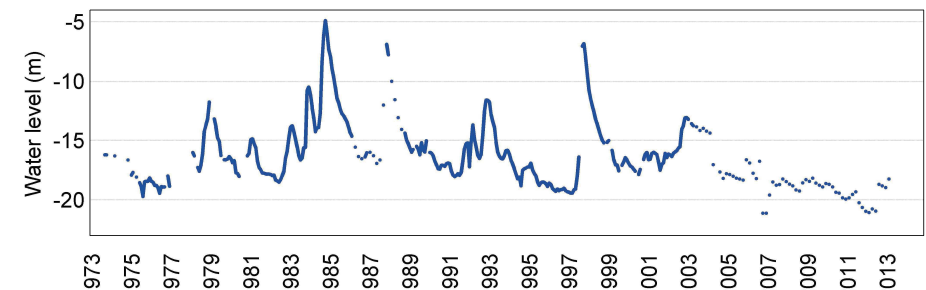
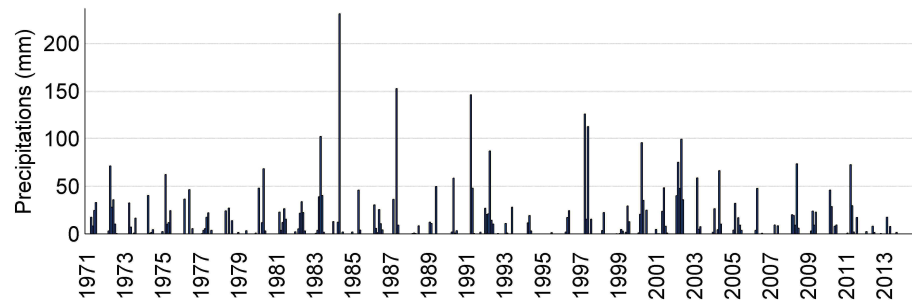


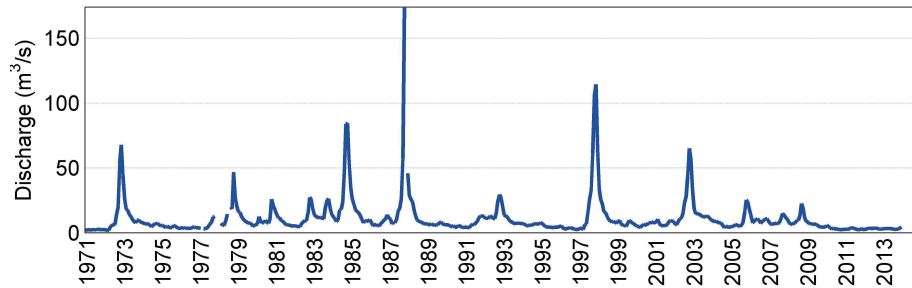
Figure 60: Chroniques de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans la partie haute du **secteur Elqui**.

Hydrological context - Elqui

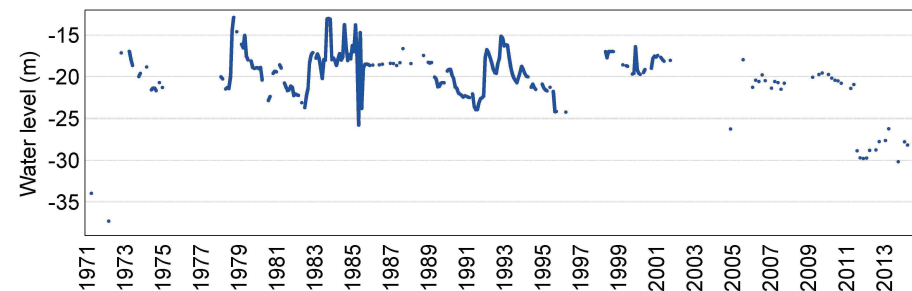
(a) Vicuña station ; 1971 - 2014



(b) Algarrobal station ; 1916 - 2014

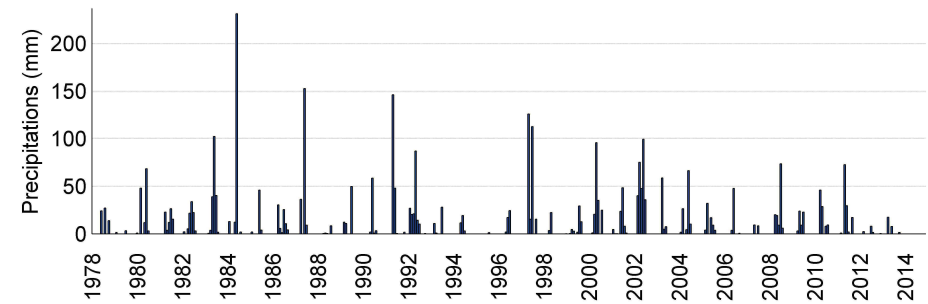


(c) Vicuña well ; 1969 - 2014

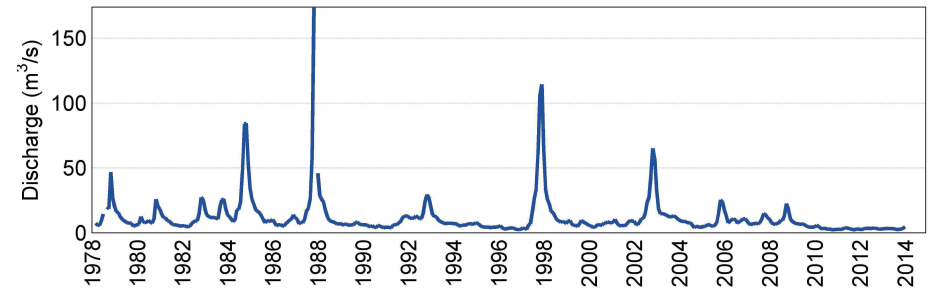


Hydrological context - Elqui

(a) Vicuña station ; 1971 - 2014



(b) Algarrobal station ; 1916 - 2014



(c) El Tambo B9 well ; 1978 - 2014



Figure 61: Chroniques de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans la partie basse du **secteur Elqui**.

Figure 62: Chroniques de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) dans la partie basse du **secteur Elqui**.

VI- Synthèse sur les processus d'interactions surface-souterrain, leur dynamique et leur variabilité

L'analyse couplée des données hydrologiques et physico-chimiques a permis d'apporter des précisions sur les processus d'interaction surface-souterrain dans la zone inférieure du bassin versant de l'Elqui. Les chroniques de données hydrologiques couvrant plusieurs dizaines d'années ont permis de définir les grandes tendances des modalités de transfert entre les cours d'eau et le souterrain au niveau des stations de mesures. Les données physico-chimiques récoltées entre 2011 et 2013 ont apporté des informations sur l'état récent des processus d'interaction surface-souterrain.

VI.1- Processus d'interactions surface-souterrain dans la zone inférieure du bassin versant de l'Elqui

Dans un premier temps, les différentes méthodes appliquées ont permis de caractériser la connectivité surface-souterrain, et donc le potentiel d'interaction dans les différents secteurs. Ces résultats ont montré que la zone inférieure du bassin versant de l'Elqui présente globalement une bonne connectivité. A l'échelle de chacun des secteurs il est tout de même possible d'observer une variabilité spatiale de la connectivité.

VI.1.1- Secteur Turbio

Dans le **secteur Turbio**, les chroniques de niveau piézométrique indiquent que le système surface-souterrain est de type déconnecté. En effet, la zone non saturée atteint une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres. Ces chroniques ont également permis de montrer que le compartiment souterrain réagit fortement aux crues du cours d'eau en amont du secteur (Bocalume) et de manière moins importante en aval du secteur (Varillar). Ce comportement est en accord avec une situation de rivière alimentant l'aquifère. Ce processus semble plus intense en amont qu'en aval du secteur. En cas de crues extrêmes, il arrive que le système passe à un état de connexion au niveau de Bocalume, conséquence d'une forte saturation de l'aquifère provoquant la remontée du niveau piézométrique. Dans ces situations exceptionnelles, il se pourrait que le processus de transfert s'inverse et que l'aquifère à l'amont du **secteur Turbio** soutienne la rivière. Les résultats de jaugeages différentiels à partir des longues chroniques de débit, ont montré que le système surface-souterrain dans la partie aval du **secteur Turbio** est généralement contrôlé par l'infiltration de la rivière vers la nappe. Le **secteur Turbio** apparaît donc comme un secteur fortement impliqué dans la recharge du compartiment souterrain. Les données physico-chimiques étant limitées il n'a pas été possible de détailler avec plus de précision la variabilité temporelle des processus d'interaction dans ce secteur. Il serait intéressant par la suite de réaliser un échantillonnage des compartiments superficiels et souterrain, à une résolution temporelle plus courte (mensuelle), afin

de quantifier la recharge et sa variabilité spatiale et temporelle.

VI.1.2- Secteur Claro

Dans le **secteur Claro**, les chroniques indiquent que le système surface-souterrain est généralement connecté. La présence d'une zone non saturée n'est pas évidente, à part en période de forte sécheresse. Il est donc possible que le **secteur Claro** montre à la fois un comportement où la rivière perd de l'eau et un comportement où la rivière gagne de l'eau, selon les périodes de l'année ou la localisation dans le secteur. Les jaugeages différentiels ont mis en évidence une alternance saisonnière des interactions surface-souterrain avec une perte d'eau de la rivière en période de hautes eaux et un gain d'eau par la rivière en période de basses eaux. Ce résultat indiquerait qu'en période de hautes eaux la charge hydraulique de la rivière est plus importante que la charge hydraulique du compartiment souterrain, et cela malgré l'augmentation du niveau piézométrique. En période de basses eaux la baisse de hauteur d'eau de la rivière entraîne une diminution de la charge hydraulique plus importante que celle enregistrée dans le compartiment souterrain. Cette situation entraîne une inversion de la direction des transferts entre compartiments superficiel et souterrain. Les données physico-chimiques sont en accord avec ces résultats et permettent de les approfondir. Ainsi, le site de Montegrande montre un comportement tout à fait particulier dans le **secteur Claro**. Dans un premier temps les données physico-chimiques indiquent qu'il existe des échanges entre le compartiment de socle et le compartiment alluvial. Ces échanges ont été identifiés en période de hautes eaux par des apports d'éléments chimiques propres au compartiment de socle (lithium, rubidium, strontium) vers le compartiment alluvial (voir V.2.2.2). Durant la même période la rivière gagne de l'eau sur le site de Montegrande. Enfin, en période de basses eaux, le processus s'arrête et il est envisageable que la rivière alimente le compartiment souterrain. Il est surprenant que les apports d'eau depuis le compartiment de socle vers le compartiment alluvial n'aient pu être identifiés que sur le site de Montegrande. Il est également surprenant que ce site montre un comportement inverse de celui des autres sites du secteur. Tout au long de cette étude, les zones de confluence ont montré un comportement particulier. Il est possible que la particularité du site de Montegrande soit une conséquence d'un processus non identifié et propre aux zones de confluence. A l'échelle du **secteur Claro** le processus dominant en période de basses eaux est donc un soutien des écoulements superficiels par le compartiment souterrain. En période de hautes eaux, le compartiment superficiel recharge activement le compartiment souterrain.

VI.1.3- Secteur Elqui

Le **secteur Elqui** est plus hétérogène que les autres secteurs de la zone inférieure. Les résultats du jaugeage différentiel appliqué aux chroniques longues a montré que le système surface-souterrain se trouve toujours en condition de gain d'eau par la rivière, entre la confluence Turbio-Claro et le

site d'Algarrobal. Ce processus implique que le système soit connecté et par conséquent que le compartiment souterrain soit saturé. Ce comportement particulier pourrait être expliqué par une remontée du substratum. Entre Algarrobal et Vicuña le système surface-souterrain semble être majoritairement déconnecté, à part peut-être lors de la survenue d'événements extrêmes. Les données hydrogéologiques ne confirment pas vraiment les processus de transfert, mais il semblerait que dans cette zone la rivière alimente le compartiment souterrain. A l'aval du **secteur Elqui**, les niveaux piézométriques sont plus élevés indiquant que le système doit être généralement connecté, hors périodes de forte sécheresse. Les processus d'interaction en jeu dans cette zone peuvent avoir comme conséquence une alternance entre gain et perte d'eau de la rivière en fonction de la charge hydraulique au sein de chaque compartiment. Malheureusement le manque de données physico-chimiques ne permet pas de caractériser plus précisément la variabilité de ce processus.

La zone inférieure du bassin versant de l'Elqui apparaît particulièrement hétérogène en termes de processus d'interaction surface-souterrain. Les processus de recharge du compartiment souterrain par les eaux superficielles sont très importants dans les **secteurs Claro** et **Turbio**. Dans le **secteur Elqui** la variabilité spatiale des processus semble plutôt liée à la structure du compartiment souterrain et leur variabilité temporelle semble dépendre des apports d'eau depuis les deux **secteurs** amonts (**Claro**, **Turbio**). La situation de Montegrande soutient l'hypothèse que le socle plutonique, largement présent dans le bassin versant de l'Elqui, possède des propriétés hydrogéologiques plus favorables que ce que les études passées semblaient affirmer.

VI.2- Impact des forçages climatiques sur la variabilité des processus d'interaction surface-souterrain, la qualité et la disponibilité des masses d'eau.

Le climat auquel est soumis le bassin versant de l'Elqui, présenté précédemment (Chap 1), montre une variabilité prononcée à différentes échelles de temps. Cette variabilité affecte principalement les cumuls de précipitations qui conditionnent directement la recharge des compartiments constitutifs d'un bassin versant et par conséquent son fonctionnement hydrologique.

A l'échelle annuelle il existe une variabilité saisonnière des précipitations, des débits et des niveaux piézométriques. Les processus de transfert étant régis par la charge hydraulique au sein de chacun des compartiments connectés, cette alternance de périodes de hautes et basses eaux peut être responsable d'une alternance dans la direction des transferts. Ce processus a bien été identifié sur le **secteur Claro**, dans lequel la rivière recharge le compartiment souterrain en période de hautes eaux et inversement en période basses eaux.

A l'échelle inter-annuelle, il a été noté des alternances entre périodes plutôt humides et périodes plutôt sèches, correspondant respectivement à des cumuls de précipitations inférieurs à 50 mm/an

et compris entre 50 et 100 mm/an (voir : III). Cet aspect est important à prendre en compte dans la gestion des masses d'eau. Dans un premier temps une année sèche peut entraîner la déconnexion du système surface-souterrain, et étendre la situation du **secteur Turbio** à des sites plus en aval. C'est à dire que le seul processus d'interaction possible est la recharge du compartiment souterrain, au risque de très fortement réduire les écoulements superficiels. Si la déconnexion se produit dans le **secteur Claro**, le soutien de la rivière par le compartiment souterrain en basses eaux peut s'arrêter, mettant en danger la pérennité de l'écoulement superficiel.

Enfin, à l'échelle pluriannuelle, la survenue d'événements extrêmes liés aux oscillations climatiques du pacifique sud, El Niño/La Niña, provoquant respectivement des années de précipitations extrêmes ou de sécheresse très marquée, perturbe le système hydrologique régional. Durant les phases El Niño, les forts cumuls de précipitations peuvent permettre la recharge de compartiments souterrains en état de déficit hydrique. La forte recharge des compartiments souterrains peut également mener à la connexion du système surface-souterrain. Dans le cas où la charge hydraulique du compartiment souterrain dépasse celle de la rivière, il peut se produire un drainage du compartiment souterrain par la rivière. Si la rivière est déjà en état de forte crue, cet apport d'eau supplémentaire peut aggraver la situation et entraîner des débordements du cours d'eau. Durant les phases la Niña, le déficit de précipitations entraîne une diminution des débits et des niveaux piézométriques favorisant la déconnexion du système surface-souterrain. Dans cette configuration, les cours d'eau perdent de l'eau par infiltration vers le compartiment souterrain. Bien que cela favorise le maintien du stock d'eau souterraine, la pérennité des ressources superficielles n'est plus assurée.

Une étude réalisée par Jourde et al., (2011) a montré qu'au cours des phases la Niña les coefficients d'écoulement supérieurs à 100 % sont le signe d'un support des cours d'eau par le compartiment souterrain. Cette situation n'est envisageable uniquement qu'en cas de connexion du système surface-souterrain, par conséquent durant une phase La Niña qui se met en place alors que les conditions hydrologiques ne sont pas trop défavorables. Si, par exemple, un fort événement Niña se mettait en place en 2015, alors que la sécheresse est très prononcée depuis 2010, la déconnexion des systèmes surface-souterrain empêcherait ce soutien des cours d'eau superficiels dans certains secteurs du bassin versant. Si le système surface-souterrain est déconnecté sur une bonne partie de la zone inférieure du bassin versant de l'Elqui, ces coefficients d'écoulement devraient être expliqués par un processus différent. En accord avec les résultats obtenus dans le chapitre précédent sur le rôle de la zone supérieure dans l'alimentation en eau de la zone inférieure, ces valeurs de coefficient d'écoulement s'expliquent par une plus forte contribution de la cryosphère en périodes sèches.

Les travaux de Jourde et al., (2011) ont également établi le lien entre taux de fonte du manteau

neigeux (en relation avec la température de l'air) et efficacité de la recharge du compartiment souterrain dans le **secteur Turbio**. La fonte rapide du manteau neigeux favorise le ruissellement tandis qu'une fonte plus lente favorise les processus d'infiltration. C'est ce second processus qui est le plus efficace dans la recharge du compartiment souterrain dans le **secteur Turbio**. Dans un contexte d'augmentation des températures moyennes (IPCC, 2007) il est envisageable que le processus le moins efficace dans la recharge du compartiment souterrain (ruissellement), devienne dominant et implique une moindre recharge de l'aquifère (Jourde et al., 2011).

Les conditions hydrologiques dans lesquelles a été réalisée cette étude sont particulièrement sèches, cependant les données physico-chimiques disponibles sur le **secteur Claro** ont permis d'identifier des processus de transfert depuis le compartiment souterrain vers le compartiment superficiel (V.2.2.2). Du fait des cumuls de précipitations limités, la recharge des compartiments souterrains doit être soutenue par d'autres processus. La contribution de la cryosphère est une première hypothèse. La seconde hypothèse déjà évoqué dans ce travail et également proposée par Jourde et al., (2011) est un soutien du compartiment alluvial par le compartiment de socle. En terme de processus d'interaction, la diminution de charge hydraulique liée à un déficit hydrique se propage plus rapidement dans le compartiment alluvial que dans celui de socle (Banks et al., 2009). Par conséquent la charge hydraulique plus importante dans le socle que dans le compartiment alluvial favorise un transfert d'eau vers ce dernier. Dans les bassins versants Limari et Huasco des études récentes soutiennent l'hypothèse d'interactions entre les compartiments alluviaux et les compartiments de socle (DGA, 2008; Ruelland et al., 2011; Strauch et al., 2009). Le nombre de compartiments jouant un rôle actif dans le cycle hydrologique du bassin versant de l'Elqui complexifie les processus alors que le mode de gestion actuelle de la ressource ne prend en compte qu'un schéma simplifié. Le rôle des compartiments de socle, des compartiments hydrogéologiques de la zone supérieure, et des compartiments cryosphériques devra être étudié plus précisément afin d'être en mesure de comprendre les réactions du système hydrologique face à la variabilité climatique. C'est particulièrement le cas pour les compartiments cryosphériques, dont les volumes pourrait réduire à cause de l'augmentation de température, ce qui impacterait certainement leur efficacité dans la production, le stockage et le transfert d'eau.

Le dernier apport intéressant sur l'interprétation des relations surface-souterrain concerne la protection de la ressource et de sa qualité. Les interactions surface-souterrain permettent une distribution des masses d'eau entre les compartiments superficiels et souterrains. Dans le bassin versant de l'Elqui, l'agriculture prélève généralement de l'eau, via des canaux connectés aux écoulements superficiels. Les prélèvements pour l'alimentation en eau potable des populations se font généralement dans le compartiment souterrain alluvial. Il est clair que les différents scénarios d'évolution des interactions surface-souterrain présentés précédemment peuvent mener à un

stress sur la ressource en eau. En effet une augmentation des prélèvements souterrains pour l'usage domestique pourrait mener à la déconnexion du système surface-souterrain et porter atteinte à la pérennité de l'écoulement superficiel, dont dépend le rendement de l'agriculture et la survie des écosystèmes fluviaux. D'un autre point de vue la recharge d'un compartiment souterrain par un compartiment superficiel peut être la cause d'un transfert de contaminant (rejets d'eaux usées dans la rivière, ruissellement d'eaux d'irrigations chargées en produits phytosanitaires ou engrais) vers le compartiment souterrain. Cette situation peut être problématique dans le sens où le temps de séjour des masses d'eau dans le compartiment souterrain est bien plus important que dans le compartiment superficiel. Ainsi une contamination ponctuelle d'un cours d'eau peut être évacuée en quelques jours tandis qu'un aquifère contaminé pourra le rester plusieurs mois voire plusieurs années en fonction du type de polluant considéré.

Malgré les quelques limitations liées à l'échantillonnage pour les analyses physico-chimiques, les résultats apportés par ce travail montre l'importance des processus d'interaction surface-souterrain dans le bassin versant de l'Elqui. Ils jouent un rôle majeur dans la distribution des masses d'eau entre compartiments qui peut avoir des conséquences sur la disponibilité de la ressource pour ses différents usages. Les processus d'interactions surface-souterrain sont habituellement ignorés dans les études concernant le bassin versant de l'Elqui, notamment en amont de la confluence Turbio-Claro, alors que le contexte climatique local et global aura forcément un impact sur ces processus dans les années à venir, notamment dans la zone supérieure. Des études supplémentaires seront nécessaires afin de mieux comprendre comment ces processus d'interaction s'intègrent dans le cycle hydrologique local. Il sera important, comme cela a été démontré dans ce travail, d'envisager une approche multidisciplinaire afin d'assurer la représentativité de la caractérisation des processus. Elles permettront certainement de préciser également les potentiels d'interactions entre les compartiments alluviaux et de socle.

Conclusion générale

Dans les bassins versants semi-arides montagneux, l'association entre une forte variabilité climatique et une demande en eau croissante (agriculture, alimentation en eau des populations et industrie minière) provoquent un stress sur la ressource. Les différents usages de l'eau peuvent également mener à un transfert de contaminants et ainsi, à une détérioration de sa qualité. De plus, les stocks hydriques dans les parties basses de ces bassins versants sont fortement dépendants de la contribution des zones de haute altitude. Dans ce contexte, la préservation de la ressource et de sa qualité passe donc par une compréhension approfondie du fonctionnement hydrologique de ces bassins versants. Ainsi, l'amélioration des connaissances sur les processus d'interaction entre compartiments cryosphériques, hydrologiques et hydrogéologiques est essentielle afin d'optimiser les modèles de gestion des ressources hydriques. Cela permettra de mieux anticiper les impacts de la diminution des précipitations et de l'augmentation des températures prédites par les modèles climatiques (Fiebig-Wittmaack et al., 2011; Souvignet et al., 2010a, 2010b, 2008, 2001; Verbist et al., 2000).

Afin de répondre à cette problématique, cette thèse a été consacrée à la caractérisation du fonctionnement hydrologique du bassin versant semi-aride de l'Elqui. Les deux grands objectifs étaient : (i) la caractérisation du fonctionnement des bassins versant englacés de la **zone supérieure**, (ii) la caractérisation des interactions surface-souterrain dans la **zone inférieure**. Le premier objectif a nécessité d'acquérir des données hydrologiques, hydrogéologiques et physico-chimiques dans le but de caractériser les interactions entre les compartiments cryosphérique, hydrologique et hydrogéologique. Seules les données météorologiques ont été mises à disposition par la DGA et le CEAZA. Pour répondre au deuxième objectif, les données hydro-météorologiques historiques mises à disposition par la DGA ont été complétées par un échantillonnage physico-chimique des masses d'eau superficielles et souterraines.

I- Caractérisation du fonctionnement hydrologique de la zone supérieure du bassin versant de l'Elqui

I.1- Fonctionnement hydrologique des bassins versants englacés

Dans un premier temps, les résultats obtenus dans cette thèse ont permis **la caractérisation de la relation entre les conditions météorologiques et la production d'eau de fonte par les glaciers**. Les torrents glaciaires ont montré une variabilité au pas de temps journalier et au cours de l'année de leur hauteur d'eau au front du glacier Tapado. Les données météorologiques ont permis de déterminer que la hauteur d'eau est principalement corrélée avec la température de l'air ($0,5 < R^2 < 0,8$) et le rayonnement net ($0,6 < R^2 < 0,7$). Ainsi, la production d'eau par le glacier est maximale,

en début d'après midi à l'échelle journalière, et au début de l'été austral à l'échelle saisonnière.

Dans un second temps, ces résultats ont servi à **la détermination des modalités de transfert de l'eau de fonte depuis le glacier vers les compartiments hydrologiques et hydrogéologiques en aval**. Il a été démontré que l'eau produite par le glacier transite via deux réseaux de drainage distincts : (i) le réseau de drainage supra-glaciaire (ou intra-glaciaire) qui permet un transport rapide et concentré des eaux et qui n'a par conséquent quasiment aucune capacité d'amortissement de la variabilité journalière du taux de fonte, (ii) le réseau de drainage sub-glaciaire qui favorise un transfert plus lent des masses d'eau et qui a par conséquent une légère capacité d'amortissement de la variabilité du taux de fonte, mais qui ne dépasserait pas quelques jours. La présence de ce double réseau de drainage a également des conséquences sur la distribution de l'eau de fonte entre les compartiments superficiels et souterrains en aval. Le réseau de drainage supra-glaciaire alimente les compartiments hydrologiques, alors que les écoulements sub-glaciaires alimentent les compartiments souterrains ou cryosphériques en contact avec le glacier. Là encore cette distribution des masses d'eau a un impact sur l'amortissement de la variabilité du taux de fonte, étant donné que ce processus est le moins efficace pour les compartiments hydrologiques. Ce fonctionnement est en accord avec les informations disponibles dans la littérature concernant le fonctionnement hydrologique des glaciers tropicaux (Brown, 2001; Ribstein et al., 1995; Ribstein et al., 1995; Wagnon et al., 1998).

Dans un troisième temps, ce travail a permis de **caractériser le rôle des complexes glaciaires (glaciers couverts/glaciers rocheux/moraines) dans le transfert et le stockage des eaux de fonte**. Comme pour le glacier, il a été démontré que l'eau s'infiltrant dans le complexe glaciaire transite par un double réseau de drainage. Le premier est un réseau de drainage thermokarstique, favorisant les écoulements rapides et concentrés. Le deuxième est un réseau de drainage poreux constitué de débris rocheux cimentés par un contenu variable de glace, favorisant les écoulements lents et diffus. La capacité d'amortissement de la variabilité du taux de fonte du complexe glaciaire est plus importante que celle du glacier et dépend du développement de chacun des réseaux de drainage le second étant le plus efficace. Les chroniques hydrologiques ont montré que le complexe glaciaire se comporte comme un réservoir hydrogéologique, stockant l'eau en période de hautes eaux et alimentant les compartiments hydrologiques et hydrogéologiques en aval en période de basses eaux.

Ces résultats ont également permis de **mettre en évidence le rôle important des systèmes glaciaires dans la production d'eau et dans l'amortissement de la variabilité des précipitations et du taux de fonte**. Le débit spécifique mesuré à l'exutoire du **secteur Tapado** est le plus élevé parmi tout ceux mesurés dans la zone de haute altitude grâce à la présence du plus grand glacier de la IV^{ème} région qui alimente les compartiments en aval après la fonte du manteau neigeux saisonnier. Cette eau est ensuite temporairement stockée dans le complexe glaciaire permettant une

redistribution de la ressource plus étalée dans le temps. C'est ce processus qui permet l'amortissement de la variabilité du taux de fonte du glacier et rallonge la période de contribution du **secteur Tapado** aux secteurs en aval. Il est attendu que le même processus se déroule dans les secteurs possédant des glaciers rocheux importants, qui peuvent temporairement stocker l'eau de fonte du manteau neigeux saisonnier. Le soutien des compartiments en aval en fin de saison risque cependant de durer moins longtemps, du fait que la contribution de la neige reste généralement inférieure à la contribution du glacier.

I.2- Fonctionnement hydrologique des bassins versant partiellement ou non-englacés

Concernant les bassins partiellement ou non-englacés, ce travail a montré que **le compartiment hydrogéologique volcanique peut également jouer un rôle dans l'amortissement de la variabilité du taux de fonte du manteau neigeux saisonnier**. Les principaux torrents de la **zone supérieure** du bassin versant de l'Elqui continuent de couler après la disparition du manteau neigeux. Cette indication couplée aux analyses physico-chimiques a permis d'identifier un soutien des compartiments hydrologiques par le compartiment hydrogéologique volcanique. L'infiltration des eaux de fonte au sein de ce compartiment plutôt que leur ruissellement permet un stockage temporaire d'une partie des précipitations, et donc un amortissement de leur variabilité. L'analyse physico-chimique d'une source alimentée par ce compartiment a montré, que les eaux drainées par ce compartiment peuvent posséder un faciès sulfaté calcique et une minéralisation assez forte (CE : 700 $\mu\text{S/cm}$). Cependant, cet unique source échantillonnée ne peut pas être considérée comme représentative du marquage chimique des masses d'eau par le compartiment volcanique, à l'échelle de la **zone supérieure**. Dans cette zone, certains terrains volcaniques ayant subi des processus hydrothermaux durant l'orogénèse andine drainent des eaux très minéralisées (1500 $\mu\text{S/cm}$ < CE < 4500 $\mu\text{S/cm}$) et chargées en éléments métalliques comme l'aluminium, le cuivre, le manganèse ou le zinc. Les volumes d'eau produits restent cependant faibles en comparaison de la production d'eau à l'échelle de la **zone supérieure**, ces écoulements sont donc rapidement dilués. A l'échelle du **secteur Toro**, l'exploitation minière récente a amplifié les volumes de drainages fortement minéralisés, mais le marquage naturel du compartiment hydrologique par les compartiments hydrogéologiques volcaniques semble tout de même plus important que dans le **secteur Colorado** (cf : Toro/amont).

I.3- Impact des forçages climatiques sur le fonctionnement hydrologique de la zone supérieure

L'interprétation de ces résultats au regard des prévisions climatiques pour les bassins versants du nord du Chili a permis d'**estimer les conséquences potentielles de la variabilité du climat sur le fonctionnement hydrologique des bassins versants d'altitude**. Les modèles climatiques prédisent

une diminution des précipitations associées à une augmentation des températures (Favier et al., 2009; Fiebig-Wittmaack et al., 2011; Souvignet et al., 2010a, 2001). La diminution des précipitations entraînera une diminution des cumuls neigeux annuels, réduisant la recharge des compartiments cryosphériques et hydrogéologiques. En réponse, ces compartiments seront moins aptes à soutenir le compartiment hydrologique après la fin de la fonte du manteau neigeux. Cette diminution des précipitations pourrait également avoir un impact négatif sur les bilans de masse des compartiments cryosphériques entraînant une réduction du stock d'eau gelée à long terme. L'augmentation des températures, résultant en une augmentation de l'altitude du ZDI (Zero Degree Isotherm), pourrait avoir plusieurs conséquences. Premièrement, elle provoquerait une augmentation de l'altitude minimale des précipitations solides, réduisant la part du stock d'eau qui est stockée dans la **zone supérieure**, sous forme de neige, jusqu'au printemps. En conséquence, l'autre part (précipitations liquides) rejoindrait plus rapidement la **zone inférieure** via les compartiments hydrologiques. Cela favoriserait l'alimentation des compartiments hydrologiques et hydrogéologiques de la **zone inférieure** en période de basses eaux. Deuxièmement, cela augmenterait le taux de fonte du manteau neigeux au printemps, favorisant les processus de ruissellement au détriment du processus d'infiltration (Jourde et al., 2011). L'augmentation du ruissellement entraînerait également un transfert de l'eau plus rapide et moins pérenne vers la **zone inférieure**. Troisièmement, cette augmentation du ZDI provoquerait un retrait glaciaire important et risquerait d'affecter la structure des compartiments cryosphériques. Cela réduirait le potentiel d'amortissement de la variabilité des précipitations et du taux de fonte par les compartiments cryosphériques. Cette réduction pourrait être compensée par libération de surface d'infiltration permettant la recharge des compartiments hydrogéologiques. En effet, le stockage temporaire de l'eau par ces compartiments permet d'amortir la variabilité des précipitations ou du taux de fonte. Par contre, le marquage particulier des eaux par les compartiments hydrogéologiques volcaniques pourrait entraîner une réduction de la qualité de la ressource à l'échelle de la **zone supérieure**. Ce sera particulièrement le cas dans les zones où ce compartiment a été affecté par les processus hydrothermaux.

II- Caractérisation du fonctionnement hydrologique de la zone inférieure du bassin versant de l'Elqui

La caractérisation des interactions entre compartiments hydrologique, hydrogéologique et cryosphérique dans la **zone supérieure** du bassin versant de l'Elqui a permis de caractériser plus précisément son fonctionnement hydrologique. Les processus clés, dans ce fonctionnement, permettant une alimentation en eau efficace de la **zone inférieure** ont ainsi été identifiés.

II.1- Processus d'interaction surface-souterrain

Dans un premier temps, les résultats ont permis d'**estimer la connectivité entre compartiments**

superficiels et souterrains, de façon globale sur la **zone inférieure**, en s'appuyant sur différentes méthodes. La méthode du jaugeage différentiel a permis, grâce à des mesures en rivière, d'identifier les gains ou les pertes d'eau sur un ou plusieurs de ses tronçons. L'avantage de cette méthode est qu'elle permet d'identifier assez formellement une connectivité et d'identifier immédiatement le type de flux, mais elle nécessite la réalisation de mesures régulières sur le terrain ou la présence de plusieurs stations fluviométriques. L'approche physico-chimique a apporté des résultats cohérents avec les autres méthodes et le nombre important d'éléments chimiques utilisés permet d'identifier un potentiel de connectivité avec une bonne certitude. La méthode de Ransley & Tottenham, (2007) permettant de déterminer un indice de connectivité à partir d'informations pédologiques, géologiques, hydrogéologiques et géomorphologiques a été particulièrement utile dans le cadre d'un travail préliminaire. Elle a permis de réaliser le calcul de l'indice de connectivité rapidement, à l'échelle du bassin versant. Par contre il serait important de s'assurer de la représentativité des résultats lorsque la méthode n'est pas appliquée sur un système alluvial. Enfin, la méthode d'analyse des activités en radon des eaux superficielles et souterraines est une bonne méthode d'estimation de la connectivité entre les compartiments hydrologiques, alluviaux et plutoniques. Les résultats obtenus ont montré une bonne connectivité entre compartiments hydrologiques et alluviaux sur toute la **zone inférieure**. Ces analyses ont également permis d'identifier une connexion entre les compartiments alluviaux et plutoniques dans les **secteurs Claro et Turbio**.

Dans un second temps, **les processus d'interaction surface-souterrain ont été caractérisés pour chacun des secteurs de la zone inférieure**. Cela a permis de montrer que le processus dominant dans le **secteur Turbio** est la recharge du compartiment souterrain. La présence d'une zone non saturée épaisse empêche généralement le drainage de l'aquifère par la rivière. Dans **le secteur Claro**, les niveaux des aquifères et des cours d'eau sont relativement similaires permettant les deux types de flux. En période de hautes eaux la rivière recharge l'aquifère tandis qu'en période de basses eaux le compartiment souterrain est drainé par la rivière. Dans la partie amont du **secteur Elqui**, il semblerait que la rivière draine en permanence l'aquifère, ce qui pourrait être lié à une remontée du substratum dans cette zone. Dans la partie centrale du secteur l'épaisseur importante de la zone saturée laisse penser que le seul processus actif est la recharge de l'aquifère par la rivière. Enfin dans la partie aval du secteur, l'absence de zone non saturée autorise les deux types de flux mais les données ne sont pas suffisantes pour se prononcer sur la variabilité temporelle de ces flux.

II.2- Impact des forçages climatiques sur les interactions surface-souterrain

Cette caractérisation **des processus d'interaction surface-souterrain a permis d'évaluer l'impact de la variabilité climatique sur ces derniers et ses conséquences sur la ressource hydrique**. Dans un premier temps, ces résultats montrent que malgré le contexte de sécheresse constaté dans le

bassin versant de l'Elqui, les compartiments souterrains dans les **secteurs Claro et Elqui** continuent de soutenir les rivières. Cela laisse penser que la contribution du compartiment plutonique ou des zones de haute altitude vers les aquifères alluviaux est encore suffisante pour maintenir le stock d'eau souterraine. Les conséquences potentielles d'une modification climatique future, sur le fonctionnement hydrologique de la **zone supérieure**, pourraient entraîner une diminution de la recharge et des stocks souterrains dans la **zone inférieure**. Cela provoquerait la déconnexion du système surface-souterrain, empêchant le soutien de la rivière. Les écoulements superficiels étant la principale source d'eau pour l'irrigation, cette déconnexion pourrait avoir des conséquences négatives sur le rendement des cultures à cause de la diminution du stock d'eau disponible. La même situation pourrait arriver dans le cas où les prélèvements souterrains deviendraient trop importants. A l'inverse, dans le cas d'un fort événement El Niño, les précipitations importantes pourraient provoquer une saturation des compartiments souterrains dans les secteurs habituellement déconnectés comme le **Turbio**. Si la rivière est en situation de crue, la connexion du système surface-souterrain suivie du drainage de l'aquifère par la rivière pourrait entraîner une amplification de cette crue.

III- Apports sur les connaissances du fonctionnement hydrologique global du bassin versant de l'Elqui

Les résultats obtenus durant ce travail de thèse ont permis de compléter le modèle conceptuel de fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Elqui. Le schéma récapitulatif de ce modèle conceptuel (Figure 63) illustre l'importance de la zone supérieure dans la production d'eau à l'échelle du bassin versant. Il indique également qu'il existe des interactions qui ont été négligées jusqu'à maintenant entre certains compartiments constitutifs du système, notamment les compartiments de socle volcanique et plutonique. Enfin ce schéma illustre bien la dilution vers l'aval des eaux très minéralisées de la zone supérieure par les affluents principaux et l'évolution vers l'aval du faciès chimique (sulfaté-calcique vers bicarbonaté-calcique). Ce processus de dilution joue un rôle clé dans la préservation de la qualité de la ressource. D'autre part, les résultats obtenus semblent indiquer que le fonctionnement hydrologique du bassin versant sera impacté par les modifications climatiques futures, notamment dans sa partie haute, très impliquée dans la production et le transfert des masses d'eau à l'échelle du bassin. C'est pourquoi il sera nécessaire de réaliser des études complémentaires afin d'approfondir la caractérisation de la variabilité des processus d'interactions dans le bassin versant de l'Elqui.

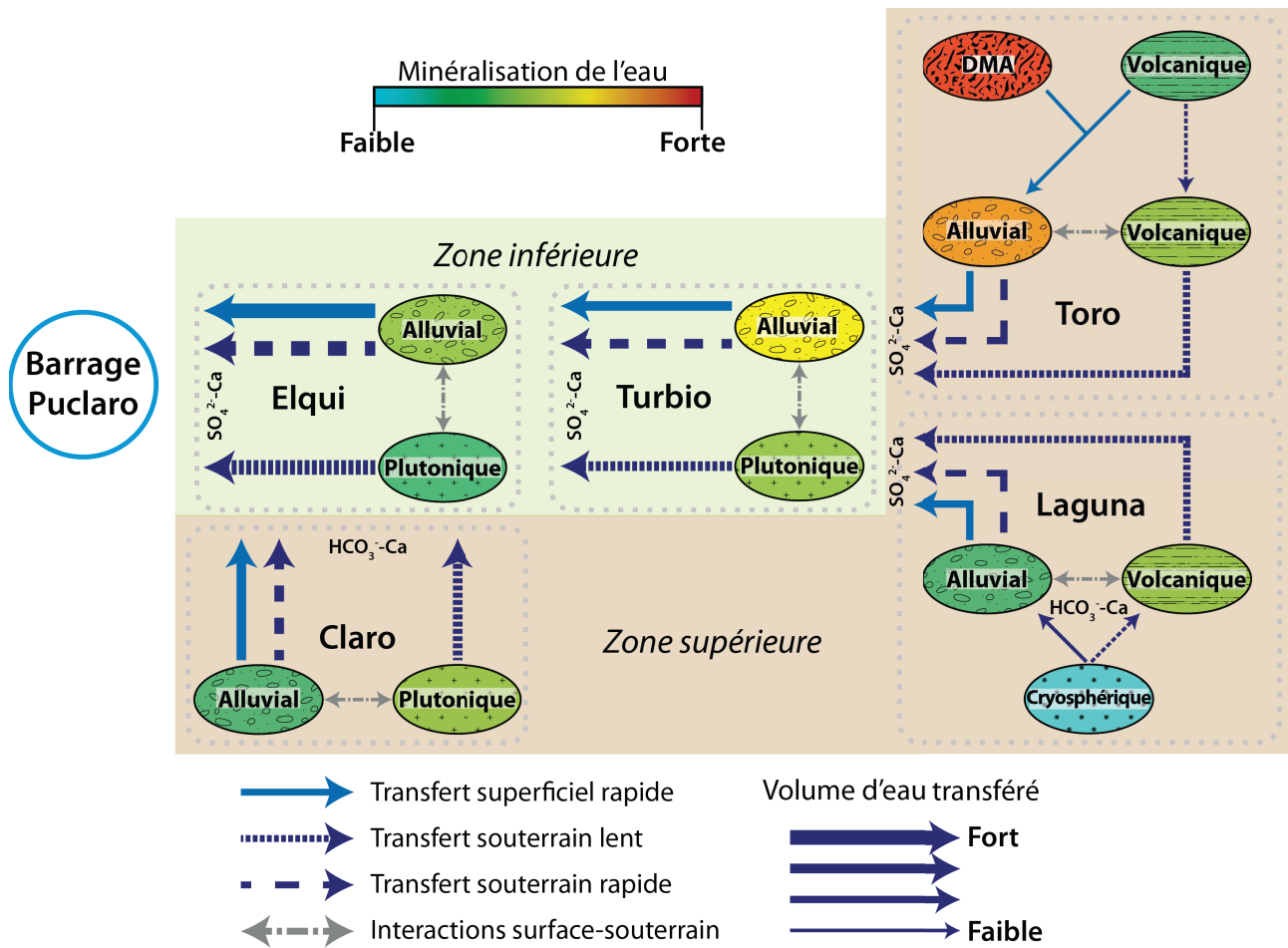


Figure 63: Schéma conceptuel récapitulatif du fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Elqui.

Dans la **zone supérieure** du bassin versant il sera nécessaire de renouveler les campagnes d'instrumentation et de mesures hydrologiques, afin d'obtenir le maximum d'informations permettant d'affiner la compréhension de son fonctionnement. La multiplication des mesures permettra d'obtenir un maximum d'informations malgré la difficulté de les réaliser en contexte de haute montagne. Ces campagnes pourraient également être l'occasion de tester d'autres outils permettant un suivi précis des hauteurs d'eau dans les torrents. Étant donné le faible nombre de données disponibles sur le compartiment hydrogéologique dans la **zone supérieure**, sa caractérisation et celle de ses interactions avec les autres compartiments passera par des méthodes indirectes (analyses physico-chimiques à une plus faible résolution temporelle, par exemple mensuelle, calcul de flux via des équations de mélange, séparation d'hydrographe). Ces informations permettront de compléter la caractérisation du fonctionnement hydrologique des bassins versants non englacés.

Dans la **zone inférieure** il sera important de réaliser de nouvelles analyses chimiques afin de pouvoir compléter la caractérisation des processus d'interaction surface-souterrain dans les **secteurs Elqui** et **Turbio**. Le faible nombre de puits présents dans le **secteur Turbio** risque tout de même de limiter les possibilités de prélèvement dans le compartiment souterrain. Il sera donc

difficile d'obtenir des résultats représentatifs des processus d'interaction surface-souterrain à l'échelle du secteur. Il pourrait être intéressant de reprendre les modèles hydrologiques et hydrogéologiques du fonctionnement du bassin versant de l'Elqui en prenant en compte les résultats apportés par ce travail. C'est notamment le cas en ce qui concerne les modalités de contribution de la **zone supérieure** vers la **zone inférieure** et les modalités d'interactions surface-souterrain dans la **zone inférieure**.

Références

- Aceituno, P., Fuenzalidad, H., Rosenbluth, B., 1992. Climate Along the Extratropical West Coast of South America: Earth Systems Responses to Global Change. Acad. Press 61–69.
- AIEA, 2008. Isotopes de l'environnement dans le cycle hydrologique. AIEA Collect. 32, 588.
- Allmendinger, R., Ramos, V., Jordan, T., Palma, M., Isacks, B., 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics* 2, 1–16.
- Andersen, M.S., Acworth, R.I., 2009. Stream-aquifer interactions in the Maules Creek catchment, Namoi Valley, New South Wales, Australia. *Hydrogeol. J.* 17, 2005–2021.
- Aravena, R., Suzuki, O., Pena, H., 1999. Isotopic composition and origin of the precipitation in Northern Chile. *Appl. Geochemistry* 14.
- Arnott, S., Hilton, J., Webb, B.W., 2009. The impact of geological control on flow accretion in lowland permeable catchments. *Hydrol. Res.* 40, 533–543.
- Arumi, J.L., Oyarzún, R., Sandoval, M., 2005. Natural Protection Against Groundwater Pollution by Nitrates in the Central Valley of Chile/Protection Naturelle Contre la Pollution des Eaux Souterraines par les Nitrates Dans la Vallée Centrale du Chili. *Hydrol. Sci. J.* 50.
- Bank, W., 2011. Diagnóstico de la Gestión de los Recursos Hídricos. Departamento de Medio Ambiente y Desarrollo Sostenible, Región para América Latina y el Caribe, Chile 88.
- Banks, E.W., Simmons, C.T., Love, A.J., Cranswick, R., Werner, A.D., Bestland, E.A., Wood, M., Wilson, T., 2009. Fractured bedrock and saprolite hydrogeologic controls on groundwater/surface-water interaction: a conceptual model (Australia). *Hydrogeol. J.* 17, 1969–1989. doi:10.1007/s10040-009-0490-7
- Banks, E.W., Simmons, C.T., Love, A.J., Shand, P., 2011. Assessing spatial and temporal connectivity between surface water and groundwater in a regional catchment: Implications for regional scale water quantity and quality. *J. Hydrol.* 404, 30–49. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.04.017
- Bown, F., Rivera, A., Acuña, C., 2008. Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Ann. Glaciol.* 48, 43–48.

- Brenning, A., Trombotto, D., 2006. Logistic regression modeling of rock glacier and glacier distribution: Topographic and climatic controls in the semi-arid Andes. *Geomorphology* 81, 141–154. doi:10.1016/j.geomorph.2006.04.003
- BRGM, 1998. Interprétation géologique des analyses de baryum et arsenic du Bas-Rhin.
- Brown, E., Saldivia, J., 2000. Informe Nacional sobre la gestión del Agua en Chile. Glob. Water Partnersh.
- Brown, G.H., 2001. Glacier meltwater hydrochemistry. *Appl. Geochemistry* 17, 855–883.
- Brunner, P., Cook, P.G., Simmons, C.T., 2009a. Hydrogeologic controls on disconnection between surface water and groundwater. *Water Resour. Res.* 45, n/a–n/a. doi:10.1029/2008WR006953
- Brunner, P., Cook, P.G., Simmons, C.T., 2010. Disconnected surface water and groundwater: from theory to practice. *Groundwater* 49, 460–7. doi:10.1111/j.1745-6584.2010.00752.x
- Brunner, P., Simmons, C.T., Cook, P.G., 2009b. Spatial and temporal aspects of the transition from connection to disconnection between rivers, lakes and groundwater. *J. Hydrol.* 376, 159–169. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.07.023
- Butterworth, J.A., Hewitt, E.J., McCartney, M.P., 2000. Discharge measurement using portable dilution gauging flowmeters. *Water Environ. J.* 14, 436–441.
- Cepeda, J., Fiebig, M., Morales, H., Salas, S., 2004. Description of the Elqui River Basin.
- Cey, E.E., D.L., R., Parkin, G.W., Aravena, R., 1999. Quantifying groundwater discharge to a small perennial stream in southern Ontario Canada. *J. Hydrol.* 210, 21–37.
- Chapman, T., 1999. A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrol. Process.* 13, 701–704.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *Geol. Chile* 21–114.
- Christensen, J.H., Hewitson, B., Busuioac, A., Chen, A., Gao, X., Held, I., Jones, R., Kolli, R.K., Kwon, R.T., Laprise, R., Magaña, V., Mearns, C.G., Menendez, C.G., Raisanen, J., Rinde, A., Sarr, A., Whetton, P., 2007. Regional Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the*

Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ. Press.

Chroley, R., Barry, R., 1998. Atmosphere, Weather and Climate, Routledge. ed.

Clark, I., Fritz, P., 1997. Environmental Isotopes in hydrogeology. Lewis Publ. New York 328.

CNR, 2011. Comisión Nacional de Riego.

Comision nacional de Riego, 1979. Estudio de suelos valle del Elqui.

CONAMA, 2006. Climatic Variability study for 21th century in Chile. Univ. Chile.

CONAMA, 2007. Estrategia nacional de gestión integrada de cuencas hidrográficas.

Constantz, J., Stonestrom, D., 2003. Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams. U.S. Geol. Surv. Circ. 1260.

Cook, P.G., Favreau, G., Dighton, J.C., Tickell, S., 2003. Determining natural groundwater influx to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers. J. Hydrol. 277, 74–88. doi:10.1016/S0022-1694(03)00087-8

Darling, W.G., Bath, A.H., 1988. A stable isotope study of recharge processes in the English Chalk. J. Hydrol. 101, 31–46.

Day, T.J., 1976. On the precision of salt dilution gauging. J. Hydrol. 31, 293–306.

Day, T.J., 1977. Field procedures and evaluation of a slug dilution gauging method in mountain streams. NZJ Hydrol 16, 113–133.

De Jong, C., Ranzi, R., Collins, D., 2006. Climate and Hydrology in Mountain Areas, Climate and Hydrology in Mountain Areas. doi:10.1002/0470858249

De Urreiztieta, M., Gapais, D., Le Corre, C., Cobbold, P.R., Rossello, E., 1996. Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Puna Plateau, northwestern Argentina. Tectonophysics 254, 17–39. doi:10.1016/0040-1951(95)00071-2

Desilets, S.L.E., Ferré, T.P.A., Troch, P.A., 2008. Effects of stream-aquifer disconnection on local flow patterns. Water Resour. Res. 44, n/a–n/a. doi:10.1029/2007WR006782

DGA, 1986. Estudio del mapa hidrogeologico nacional. Santiago, Chili.

- DGA, 2003a. Evaluación de los recursos hídricos subterráneos de la cuenca del río Elqui IV región 86.
- DGA, 2003b. Mapa geológico de Chile 1:1.000.000.
- DGA, 2008. Evaluación de los recursos hídricos subterráneos de la cuenca del río Limarí 147.
- DGA, 2009. Diagnóstico y clasificación de sectores acuíferos.
- Edmunds, W.M., Andrews, J.N., Burgess, W.G., Kay, R.L.F., Lee, D.J., 1984. The Evolution of Saline and Thermal Groundwaters in the Carnmenellis Granite. *Mineral. Mag.* 48, 407–424. doi:10.1180/minmag.1984.048.348.12
- Enfield, D.B., 1989. El Niño, past and present. *Rev. Geophys.* 27, 159. doi:10.1029/RG027i001p00159
- Escobar, F., Aceituno, P., 1998. Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile central durante el invierno. *Bull. Inst. fr. études Andin.* 27, 753–759.
- Favier, V., Falvey, M., Rabatel, A., Praderio, E., López, D., 2009. Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of Chile's Norte Chico region (26–32°S). *Water Resour. Res.* 45, n/a–n/a. doi:10.1029/2008WR006802
- Ferrando, A., Francisco, J., 2002. Cuenca del Río Limarí, Chile Semiárido: Aspectos de la Oferta y Demanda de Agua. *Rev. Geogr. Norte Gd.* 30, 23–44.
- Fiebig-Wittmaack, M., Astudillo, O., Wheaton, E., Wittrock, V., Perez, C., Ibacache, A., 2011. Climatic trends and impact of climate change on agriculture in an arid Andean valley. *Clim. Change* 111, 819–833. doi:10.1007/s10584-011-0200-z
- Fox, G.A., Durnford, D.S., 2003. Unsaturated hyporheic zone flow in stream/aquifer conjunctive systems. *Adv. Water Resour.* 26, 989–1000.
- Fried, J., 1975. Groundwater pollution. Theory, methodology, modelling and practical rules (Vol. 4 of Developments in water Science, Chow, Y.T. (ed.)). Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam (...
- Fuenzalida, H., Villagrán, C., Bernal, P., Fuentes, E., Santibáñez, F., Peña, H., Monte-Cino, V., Hajek, E., Rutllant, J., 1989. Cambio climático global y eventuales procesos en Chile. *Rev. Ambient. y desarrollo* 5, 37–42.

- Fullagar, I., Brodie, R., Sundaram, B., Hostetler, S., Baker, P., 2006. Managing connected surface water and groundwater resources. Canberra: Bureau of Rural Sciences.
- Gallaire, R., Taupin, J.D., Coudrain, A., 2010. Evolution récente des paramètres cryo-climatiques et des teneurs isotopiques des précipitations dans les Andes Boliviennes: La Paz et Glacier du Zongo. *Hydrol. Sci. J.* 55, 467–483.
- Galleguillos, G., Maturana, H., Oyarzun, J., 2008. EFECTOS DEL PLAN DE CIERRE DE LA MINA DE Cu-Au-As DE EL INDIO Y DE LA CONSTRUCCIÓN DEL TRANQUE PUCLARO EN LA CALIDAD DE LAS AGUAS DEL RÍO ELQUI (IV REGION).
- Garreaud, R., Aceituno, P., 2001. Interannual Rainfall Variability over the South American Altiplano. *J. Clim.* 14, 2779–2789. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<2779:IRVOTS>2.0.CO;2
- Garreaud, R.D., 2011. Cambio Climático: Bases Físicas e Impactos en Chile. *Rev. Tierra Adentro* 93.
- Gascoin, S., Kinnard, C., Ponce, R., Lhermitte, S., MacDonell, S., Rabatel, A., 2010. Glacier contribution to streamflow in two headwaters of the Huasco River, Dry Andes of Chile. *Cryosph. Discuss.* 4, 2373–2413. doi:10.5194/tcd-4-2373-2010
- Gascoin, S., Kinnard, C., Ponce, R., Lhermitte, S., MacDonell, S., Rabatel, A., 2011. Glacier contribution to streamflow in two headwaters of the Huasco River, Dry Andes of Chile. *Cryosph.* 5, 1099–1113. doi:10.5194/tc-5-1099-2011
- Harte, P.T., Kiah, R.G., 2009. Measured river leakages using conventional streamflow techniques: the case of Souhegan River, New Hampshire, USA. *Hydrogeol. J.* 17, 409–424.
- Harvey, J.W., Wagner, B.J., 2000. Quantifying hydrologic interactions between streams and their subsurface hyporheic zones. *Streams Gr. Waters.* 3–43.
- Harvey, J.W., Wagner, B.J., Bencala, K.E., 1996. Evaluating the Reliability of the Stream Tracer Approach to Characterize Stream-Subsurface Water Exchange. *Water Resour. Res.* 32, 2441–2451. doi:10.1029/96WR01268
- Hatch, C.E., Fisher, A.T., Revenaugh, J.S., Constantz, J., Ruehl, C., 2006. Quantifying surface water-groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development. *Water Resour. Res.* 42, n/a–n/a. doi:10.1029/2005WR004787
- INECON, 1997. Manejo integral del recurso hidrico a nivel de Cuencas, Cuencadel Rio Elqui.

- IPCC, 2007. Climate change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (ed. By S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor & H.L. Mi. Cambridge Univ. Press 996.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 93, 3211–3231.
- Jones, J., Mulholland, P., 2000. *Streams and Ground Waters*. Acad. Press.
- Jourde, H., Rochette, R., Blanc, M., Brisset, N., Ruelland, D., Freixas, G., Oyarzun, R., 2011. Relative contribution of groundwater and surface water fluxes in response to climate variability over a mountainous catchment in the Chilean Andes. *Cold Reg. a Chang. Clim.* 1, 180–188.
- Kalbus, E., Reinstorf, F., Schirmer, M., 2006. Measuring methods for groundwater – surface water interactions : a review. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 10, 873–887.
- Kinnard, C., Gascoin, S., MacDonell, S., 2010. Balance de masa glaciológico y condiciones regionales de nieve en el norte chico: interacción con el clima y su influencia en el deshielo. DGA Rep. Inf. N°CEAZA.CZL.2010.02.
- Krainer, K., Mostler, W., Spötl, C., 2007. Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach. *Austrian J. Earth Sci.* 100, 102–112.
- Lamb, S., Hoke, L., 1997. Origin of the high plateau in the central Andes, Bolivia, South America. *Tectonics* 16, 623–649. doi:10.1029/97TC00495
- Langhoff, J.H., Rasmussen, K.R., Christensen, S., n.d. Quantification and regionalization of groundwater-surface water interaction along an alluvial stream. *J. Hydrol.* 320, 342–358.
- Le Druillennec, T., 2007. Apport de la caractérisation de la variabilité des concentrations en radon-222 dans l'eau à la compréhension du fonctionnement d'un aquifère en milieu fracturé de socle : exemple du site de.
- Lecomte, K.L., Milana, J.P., Formica, S.M., Depetris, P.J., 2008. Hydrochemical appraisal of ice- and rock-glacier meltwater in the hyperarid Agua Negra drainage basin, Andes of Argentina. *Hydrol. Process.* 22, 2180–2195. doi:10.1002/hyp.6816
- Luengo, P., Oyarzun, R., Oyarzun, J., Alvarez, P., Canut De Bon, C., 2006. *Aguas Subterráneas en*

macizos rocosos fracturados : su utilizacion en zonas rurales montañosas del centro.

- Martin, M.W., Clavero, J., Mpodozis, C., 1999. Late Paleozoic to Early Jurassic tectonic development of the high Andean Principal Cordillera , El Indio Region , Chile ($29 \pm 30.8^\circ \text{S}$). *J. South Am. Earth Sci.* 12, 33–49.
- McGlynn, B.L., McDonnell, J.J., 2003. Quantifying the relative contributions of riparian and hillslope zones to catchment runoff. *Water Resour. Res.* 39, n/a–n/a. doi:10.1029/2003WR002091
- Mcmillan, H., Krueger, T., Freer, J., 2012. Benchmarking observational uncertainties for hydrology : rainfall , river discharge and water quality. *Hydrol. Process.* 26, 4078–4111. doi:10.1002/hyp.9384
- McPhee, J., De la Fuente, A., Herrera, P., Niño, Y., Olivares, M., Sancha, A., Tamburrino, A., Vargas, X., 2012. El sector del agua en Chile: su estado y sus retos. Diagnóstico del Agua en las Américas. Foro Consult. Científico y Tecnológico.
- Miguel, A., Parada, R., 1984. La asociacion de granitos subsolvus e hipersolvus del pluton monte grande (chile 30.0°S) y el desarrollo de sus pertitas. *Rev. Geol. Chile* 23, 69–77.
- Monnier, S., Kinnard, C., Surazakov, A., Bossy, W., 2014. Geomorphology, internal structure, and successive development of a glacier foreland in the semiarid Chilean Andes (Cerro Tapado, upper Elqui Valley, $30^\circ 08' \text{S}$, $69^\circ 55' \text{W}$). *Geomorphology* 207, 126–140.
- Montecinos, A., Aceituno, P., 2003. Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. *J. Clim.* 16, 281–296. doi:10.1175/1520-0442(2003)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2
- Moore, R.D., 2005. Slug injection using salt in solution. *Streamline Watershed Manag. Bull* 8, 1–6.
- Mpodozis, C., Cornejo, P., 1988. Hoja Pisco Elqui: IV region de Coquimbo. Servicio Nacional de Geologia y Minería.
- Mpodozis, C., Kay, S.M., 1990. Provincias magmaticas acidas y evolucion tectonica de Gondwana andes chilenos ($28\text{--}31^\circ \text{S}$). *Rev. Geol. Chile* 17, 153–180.
- Mpodozis, C., Ramos, V., 1990. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. *Circum-Pacific Counc. Energy Miner. Resour.* 59–90.

- Newman, B.D., Vivoni, E.R., Groffman, A.R., 2006. Surface water–groundwater interactions in semiarid drainages of the American southwest. *Hydrol. Process.* 20, 3371–3394. doi:10.1002/hyp.6336
- NOAA, 2014. Oceanic Niño Index in the 3.4 region. [WWW Document]. Natl. Ocean. Atmos. Adm. URL http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml
- Opsahl, S.P., Chapal, S.E., Hicks, D.W., Wheeler, C.K., 2007. Evaluation of ground- water and surface- water exchanges using streamflow difference analyses. *Am. Water Resour. Assoc.* 43, 1132–1141.
- Osman, Y.Z., Bruen, M.P., 2002. Modelling stream-aquifer seepage in an alluvial aquifer: an improved loosing-stream package for MODFLOW. *J. Hydrol.* 264, 69–86.
- Oyarzún, J., Carvajal, M.J., Maturana, H., Núñez, J., Kretschmer, N., Amezaga, J.M., Rötting, T.S., Strauch, G., Thyne, G., Oyarzún, R., 2013. Hydrochemical and isotopic patterns in a calc-alkaline Cu-and Au-rich arid Andean basin: The Elqui River watershed, North Central Chile. *Appl. Geochemistry* 33, 50–63.
- Oyarzún, J., Levi, B., Nyström, J.O., 1993. A within-plate geochemical signature and continental margin setting for the mezoic - cenozoic lavas of central Chile. *Second ISAG* 419–422.
- Oyarzún, R., Oyarzún, J., Señoret, M., Maturana, H., 2007. CAMINAR Catchment Management and Mining Impacts in Arid and Semi-Arid South America Catchment Management and Mining Impacts in Arid and Semi-Arid South America D 5 Technical Report on River Basin Characteristics , Pressures and Issues . Elqui River Basin .
- Paskoff, R.P., 1977. Quaternary of Chile : The State of Research. *Quat. Res.* 8, 2–31.
- Pinder, G.F., Jones, J.F., 1969. Determination of the ground-water component of peak discharge from the chemistry of total runoff. 5, 438–445.
- Pizarro, R., Valdés, R., García-Chevesich, P., Vallejos, C., Sangüesa, C., Morales, C., Balocchi, F., Abarza, A., Fuentes, R., 2012. Latitudinal Analysis of Rainfall Intensity and Mean Annual Precipitation in Chile. *Chil. J. Agric. Res.* 72, 252–261. doi:10.4067/S0718-58392012000200014
- Pourrier, J., Jourde, H., Kinnard, C., 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. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.08.023
- Queirolo, F., 2000. Total arsenic, lead, cadmium, copper, and zinc in some salt rivers in the northern Andes of Antofagasta, Chile. *Sci. Total Environ.* 255, 85–95. doi:10.1016/S0048-9697(00)00451-4
- Quintana, J., Aceituno, P., 2006. Trends and interdecadal variability of rainfall in Chile, in: INPE. Foz do Iguazu, pp. 1369–79.
- Ramos, V., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera.
- Ransley, T., Tottenham, R., 2007. Development of method to map potential stream-aquifer connectivity: a case study in the Border Rivers catchment. *Bur. Rural ...* 1–27.
- Ribstein, P., Pouyaud, B., Sicart, J., Wagnon, P., Ramirez Rodriguez, E., Francou, B., 1995. Climatic variability and hydrological functioning of a tropical glacier.
- Ribstein, P., Tiriau, E., Francou, B., Saravia, R., 1995. Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *J. Hydrol.* 165, 221–234.
- Rivera, A., 2001. Mediciones de espesor en glaciares de Chile centro-sur. *Inverst. Geogr. Chile* 35, 67–100.
- Rivera, N., Encina, F., Muñoz, A., Mejías, A., 2004. Water quality in the Cautín and Imperial Rivers, IX Region-Chile. *Inf. Tecnológica* 89, 89–102.
- Rojas, M., 2006. Multiply nested regional climate simulation for southern South America: Sensitivity to model resolution. *Mon. Weather Rev.* 134, 2208–2223.
- Rozanski, K., Araguas, L., 1995. Spatial and temporal variability of stable isotope composition of precipitation over the south american continent. *Bull. Inst. fr. études Andin.* 24, 379–390.
- Ruehl, C., Fisher, A.T., Hatch, C., Huertos, M.L., Stemler, G., Shennan, C., 2006. Differential gauging and tracer tests resolve seepage fluxes in a strongly-losing stream. *J. Hydrol.* 330, 235–248. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.03.025
- Ruelland, D., Rochette, R., Jourde, H., 2011. Simulating the groundwater and surface flows from the Limari catchment in Chile.

- Schmadel, N.M., Neilson, B.T., Stevens, D.K., 2010. Approaches to estimate uncertainty in longitudinal channel water balances. *J. Hydrol.* 394, 357–369.
- Sklash, M.G., Farvolden, R.N., 1979. The role of groundwater in storm runoff. *J. Hydrol.* 43, 45–65.
- Sophocleous, M., 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeol. J.* 10, 52–67. doi:10.1007/s10040-001-0170-8
- Souvignet, M., Gaese, H., Ribbe, L., Kretschmer, N., Oyarzun, R., 2010a. Statistical downscaling of precipitation and temperature in north-central Chile: an assessment of possible climate change impacts in an arid Andean watershed. *Hydrol. Sci. J.* 55, 41–57. doi:10.1080/02626660903526045
- Souvignet, M., Gaese, H., Ribbe, L., Kretschmer, N., Oyarzún, R., 2001. Climate Change Impacts on Water Availability in the Arid Elqui Valley, North Central Chile : A preliminary Assessment.
- Souvignet, M., Gaese, H., Ribbe, L., Kretschmer, N., Oyarzún, R., 2008. Assessment of climate change effects on an arid Andean watershed under constrained data availability : a case study in north-central Chile, in: *IWRA Congress*. pp. 1–17.
- Souvignet, M., Heinrich, J., Gaese, H., 2010b. Recent hydro-climatic trends in the arid northern-central Chile: assessing climate variability for policy makers, in: *Global Change : Facing Risks and Threats to Water Resources*. p. 340.
- Squeo, F. a., Aravena, R., Aguirre, E., Pollastri, A., Jorquera, C.B., Ehleringer, J.R., 2006. Groundwater dynamics in a coastal aquifer in north-central Chile: Implications for groundwater recharge in an arid ecosystem. *J. Arid Environ.* 67, 240–254. doi:10.1016/j.jaridenv.2006.02.012
- Stauder, W., 1973. Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate. *J. Geophys. Res.* 78, 5033–5061. doi:10.1029/JB078i023p05033
- Stellato, L. et al., 2008. Some limitations in using ²²²Rn to assess river–groundwater interactions: the case of Castel di Sangro alluvial plain (central Italy). *Hydrogeol. J.* 16, 701–712.
- Stewart, M.K., Mehlhorn, J., Elliott, S., 2007. Hydrometric and natural tracer (oxygen-18 , silica , tritium and sulphur hexafluoride) evidence for a dominant groundwater contribution to Pukemanga Stream, New Zealand. *Hydrol. Process.* 21, 3340–3356. doi:10.1002/hyp

- Strauch, G., Oyarzun, J., Fiebig-Wittmaack, M., González, E., Weise, S.M., 2006. Contributions of the different water sources to the Elqui river runoff (northern Chile) evaluated by H/O isotopes. *Isotopes Environ. Health Stud.* 42, 303–322.
- Strauch, G., Oyarzún, R., Reinstorf, F., Oyarzun, J., Schirmer, M., Knöller, K., 2009. Advances in Geosciences Interaction of water components in the semi-arid Huasco and Limarí river basins, North Central Chile. *Adv. Geosci.* 22, 51–57.
- Tenthorey, G., 1992. Perennial névés and the hydrology of rock glaciers. *Permafr. Periglac. Process.* 3, 247–252.
- Tenthorey, G., 1994. Hydrologie liée aux glaciers rocheux, Haut-Val De Rechy (Nax, VS). *Bull. la Murithienne* 112, 97–116.
- Trenberth, K.E., Jones, P.D., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Klein Tank, A., Parker, D., Rahimzadeh, F., Renwick, J.A., Rusticucci, M., Soden, B., Zhai, P., 2007. 2007. Observations: Surface and atmospheric climate change. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Climate change 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 237–336.
- Trombotto, D., Buk, E., Hernández, J., 1999. Rock glaciers in the southern central Andes (approx. 33–34 S), Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina. *Bamberger Geogr. Schriften* 19, 145–173.
- United state department of the interior, 1955. Elqui Valley Chile: Ground Water Investigations.
- 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.* doi:10.1016/j.jhydrol.2014.04.016
- Verbist, K., Soto, G., Baethgen, W., Gonzalez, E., Gabriels, D., 2000. Pronósticos climáticos en la Región de Coquimbo usando técnicas de downscaling estadística Palabras Claves :
- Vuille, M., Bradley, R.S., Werner, M., Keimig, F., 2003. 20th century climate change in the tropical Andes: observations and model results. *Clim. Var. Chang. High Elev. Reg. Past, Present Futur.* 75–99.
- Wagon, P., Ribstein, P., Schuler, T., Francou, B., 1998. Flow separation on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Hydrol. Process.* 12, 1911–1926.

- Whalley, W.B., Martin, H.E., 1992. Rock glaciers: II models and mechanisms. *Prog. Phys. Geogr.* 16, 127–186.
- Winter, T.C., 1999. Ground water and surface water: a single resource. DIANE Publ.
- Winter, T.C., Harvey, J.W., Franke, O.L., Alley, W.M., 1998. Groundwater and Surfacewater: A Single Resource. US Geol. Surv. Circ. 1139.
- World bank, 2010. World Development Indicators 2010. World Bank.
- Wright, C.E., 1980. Surface Water and Groundwater Interaction - a contribution to the international hydrological programme report. *Int. Comm. Groundwater*.
- Yin, L., Hou, G., Su, X., Wang, D., Dong, J., Hao, Y., Wang, X., 2010. Isotopes (δD and $\delta^{18}O$) in precipitation, groundwater and surface water in the Ordos Plateau, China: implications with respect to groundwater recharge and circulation. *Hydrogeol. J.* 19, 429–443. doi:10.1007/s10040-010-0671-4
- Young, G., Zavala, H., Wandel, J., Smit, B., Salas, S., Jimenez, E., Fiebig, M., Espinoza, R., Diaz, H., Cepeda, J., 2010. Vulnerability and adaptation in a dryland community of the Elqui Valley, Chile. *Clim. Change* 98, 245–276. doi:10.1007/s10584-009-9665-4
- Zavala, H., H. Trigos, A., 2008. Hidrología de la cuenca del Río Elqui, in: *Hidrología de La Cuenca Del Valle de Elqui*. pp. 66–164.

ANNEXES

Annexe 1

Périodes couvertes par chacune des stations hydro-météorologiques de la DGA.

Précipitation	Vicuña	Mensuel	Jan 1971 - Déc 2014
	Rivadavia		Jan 1960 - Déc 2014
	Pisco Elqui		Jan 1980 - Déc 2014
	Montegrando		Jan 1960 - Déc 2014 (sauf 1973)
	Los Nichos		Jan 1980 - Déc 2014
	La Laguna		Jan 1964 - Déc 2014
	Junta		Jan 1990 - Déc 2014
Niveau Piézométrique	Algarrobal	Mensuel	Avr 1970 - Juin 2014
	Almendral		Jan 1978 - Juin 2014
	Vicuña		Jan 1978 - Déc 1983
	Diaguitas		Avr 1970 - Fév 1977
	Huancara b2		Avr 1978 - Juin 2014
	Huancara b8		Avr 1978 - Juin 2014
	Huancara b17		Mai 1981 - Juin 2014
	Peralillo		Nov 1973 - Juin 2014
	Pblo Andacollito		Juil 1983 - Juin 2014
	San Isidro		1973 à 1990 et 1998 à 2000
	Tambo a9		Avr 1978 - Juin 2014
	Bocalume		Avr 1970 - Juin 2014
	Rivadavia		Avr 1970 - Juin 2014 (sauf 78, 79 et 80)
	Varillar		Fév 1989 - Juin 2014
	Montegrando		Avr 1975 - Juin 2014
	Pblo Paihuano		Déc 1982 - Juin 2014 (sauf 94)
Débits	Alcohuaz	Mensuel	Nov 1983 - Déc 2014
	Montegrando		Fév 1947 - Mar 1983
	Rivadavia		Mar 1914 - Déc 2014 (sauf 1942 à 1945)
	Cochiguaz		Aout 1983 - Déc 2014
	Algarrobal		Juillet 1948 - Déc 2014 (plus 1916 à 1931)
	Almendral		fév 1954 - Déc 2014 (plus 1918 à 1921 et 1930 à 1934)
	La Laguna		Déc 1965 - Déc 2014 (plus 1928 à 1931)
	Rio Toro		Juin 1985 - Déc 2014
	Varillar		Mar 1914 - Déc 2014

Annexe 2

Stations de mesures hydrologique sur le complexe glaciaire

Sonde CTD installée le long d'une tige de fer à EGS



EGS



WGS au niveau du site de d'installation de la sonde CTD



WGS



Annexe 3

Script d'exploitation des résultats des jaugeages par dilution chimique

```
function saltgauging(file,sheet)
%La fonction saltgauging.m permet de traiter les chroniques enregistrées
%par les sondes diver dans le cadre de mesure de débit par jaugeage
%chimique. Il est nécessaire d'indiquer le nom de fichier ('file') et de la
%feuille de calcul('sheet').

%-----%
dir='C:\Users\Jonathan\Documents\Thèse\Elqui\Données\Débits\Douane-Tapado\2012-
2013\Calcul débit'

%Ouverture du répertoire
cd(dir);

%Correction des valeurs de conductivité
%disp('Correction des valeurs de conductivité')

%[x,y,z]=xlsread(file,sheet,'D66');

%if isnan(xlsread(file,sheet,'E67'))==0;

%else

%  if size(z)==[1 21];
%    correction(file,sheet);
%  else
%    c=xlsread(file,sheet,'D:D');
%    xlswrite(file,c,sheet,'E67');
%  end
%end

%disp('Ok')

%-----%

%Chargement des données corrigées
disp('Chargement des données corrigées')

nbr=xlsread(file,sheet,'A65');
datei='A67';
datef=['A',num2str(nbr+66)];
```

```
c25i='D67';
c25f=['D',num2str(nbr+66)];

date=xlsread(file,sheet,[datei,':',datef]);
date=date+693960;
date=roundn(date,-15);

c25=xlsread(file,sheet,[c25i,':',c25f]);
c25=roundn(c25,-6);

disp('Ok')

%-----%

%localisation de chaque pic
disp('Localisation de chaque pic')

plot(c25);
hold on;

n=input('Entrer le nombre de pics ');
h=input('Entrer la hauteur du plus petit pic ');
d=input('Entrer la distance entre chaque pic ');
[p,loc]=findpeaks(c25,'minpeakheight',h,'npeaks',n,'minpeakdistance',d);
plot(loc,p,'k*');
input('Vérifier la localisation sur le graphique puis taper sur enter ou backspace');

close

disp('Ok')

%-----%

%Separation de chaque pic
disp('Separation de chaque pic')

dc25=diff(c25);
i=1;
j=1;
while i<=n;
    ind=loc(i);
    j=1;
    min=(c25(ind-15))
    while (c25(ind-j))>min
        %while (dc25(ind-j) & dc25(ind-(j-30)))~0;
        j=j+1;
    end
    i=i+1;
end
```

```

    li=loc(i)-(j);
    j=1;
    while (c25(ind+j))>min && ind<nbr
    %while (dc25(ind+j) & dc25(ind+(j+30)))~=0;
    j=j+1;
    end

    lf=loc(i)+(j);

    a=c25(li:lf);
    b=date(li:lf);
    eval(['pic' num2str(i) '=a']);
    eval(['date' num2str(i) '=b']);
    i=i+1;
end
size(date)
size(c25)
plot(date,c25)
hold on
i=1;

while i<=n
    y=eval(['pic' num2str(i)]);
    x=eval(['date' num2str(i)]);
    plot(x,y,'r')
    hold on
    i=i+1;
end

input('Vérifier la localisation sur le graphique puis taper sur enter');

%-----%
%Calcul de la concentration
disp('Calcul de la concentration')
eq=input('Entrez le coefficient reliant CE et [NaCl] (Premières campagnes = 1.9845) ');
%eq=1.9845;
i=1;
while i<=n
    x=eval(['pic' num2str(i)]);
    ci=x(1);
    x=x-ci;
    x=x/eq;
    eval(['pic' num2str(i) '=x']);
    i=i+1;
end

disp('Ok')

```

```
%-----%

%calcul des débits
disp('calcul des débits')
s=1.157407273745371e-005;
i=1;

while i<=n
    m=input('Entrer la masse injectée ');
    y=eval(['pic' num2str(i)]);
    x=eval(['date' num2str(i)]);

    pp=spline(x,y);

    int=quadgk(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
    int=int/s;

    disp('Le débit est de :')
    Q=m/int;
    t=date(loc(i));
    eval(['heure' num2str(i) '=t']);
    t=datestr(t);

    eval(['Heure' num2str(i) '=t'])
    eval(['Q' num2str(i) '=Q'])

    i=i+1;

end

i=1;

while i<=n
    y=eval(['Q' num2str(i)]);
    x=eval(['heure' num2str(i)]);
    plot(x,y,'*')
    hold on
    i=i+1;
end
datetick('x','dd-mmm(HH:MM)','keepticks')
```

Script d'exploitation des données hydrologiques acquises dans le secteur Tapado

```
%load data directory
tic
disp('load data directory')
%DIR='C:\Users\Jonathan\Documents\Thèse\Elqui\Articles\Tapado 2011\redatadiverfilt';
%cd(DIR);
disp('    OK')

%load date data
disp('load date data')
date=xlsread('divers_filtered_interp.xls','Diver data NaNs-interpolated','a2:a12937');
disp('    OK')

%convert date from excel to matlab
disp('convert date from matlab to excel')
matlabDates = datenum('30-Dec-1899') + date;
disp('    OK')

%Separate each month
disp('separate each month')
indfeb=find(matlabDates<=datenum('28-Feb-2011 23:59'));
f=max(indfeb);
feb=matlabDates([1:f],1);

indmar=find(and(matlabDates>=datenum('1-Mar-2011 0:00'),matlabDates<=datenum('31-Mar-
2011 23:59')));
m=max(indmar);
mar=matlabDates([(f+1):m],1);

indavr=find(and(matlabDates>=datenum('1-Apr-2011 0:00'),matlabDates<=datenum('19-Apr-
2011')));
ap=max(indavr);
apr=matlabDates([(m+1):ap],1);
disp('    OK')

%Vectors creation for fits plotting
disp('Vectors creation for fits plotting')
xrg=linspace(0,25,100);
xgg=linspace(0,25,100);
xgd=linspace(0,25,100);
disp('    OK')
```



```
%-----  
%RG  
  
%load RG discharge measurement data  
disp('load RG discharge data')  
qrg=xlsread('diver filt jov3.xls','d2:d8');  
disp('    OK')  
disp('load RG water level data')  
hrg=xlsread('diver filt jov3.xls','e2:e8');  
disp('    OK')  
  
%fit RG discharge measurement data  
disp('water level & discharge fitting')  
ft = fittype( 'poly1' );  
opts = fitoptions( ft );  
opts.Lower = [-Inf 0];  
opts.Upper = [Inf 0];  
  
[Coefrg, gof]=fit(hrg,qrg,ft,opts)  
disp('    OK')  
  
%load RG diver data  
disp('load RG diver data')  
chrg=xlsread('divers_filtered_interp.xls','Diver data NaNs-interpolated','b2:b12937');  
disp('    OK')  
  
chrg(720)=59.3142;  
chrg(721)=59.3142;  
  
warning off all  
  
%calculation of QRG=f(h)  
disp('Calculation of QRG=f(h)')  
Qrg=Coefrg(chrg);  
disp('    OK')  
  
%calculation of QRG=f(h)uncertainty  
disp('Calculation of QRG=f(h) uncertainty')  
intrg=predint(Coefrg,xrg,0.95,'functional','on');  
  
intQrg=predint(Coefrg,chrg,0.95,'functional','on');  
  
id=find(intQrg<0);  
intQrg(id)=0;  
  
Qrgp=intQrg(:,2);
```

```

Qrgm=intQrg(:,1);

disp('      OK')

%Separate each month for Qrg
disp('Separate each month for Qrg')
Qrgfeb=Qrg([1:f],1);
Qrgmar=Qrg([(f+1):m],1);
Qrgapr=Qrg([(m+1):ap],1);

Qrgfebp=Qrgp([1:f],1);
Qrgmarp=Qrgp([(f+1):m],1);
Qrgaprp=Qrgp([(m+1):ap],1);

Qrgfebpm=Qrgm([1:f],1);
Qrgmarpm=Qrgm([(f+1):m],1);
Qrgaprpm=Qrgm([(m+1):ap],1);
disp('      OK')

%-----
%GD

%load GD discharge measurement data
disp('load GD discharge data')
qgd=xlsread('diver filt jov3.xls','r2:r16');
disp('      OK')
disp('load GD water level data')
hgd=xlsread('diver filt jov3.xls','s2:s16');
disp('      OK')

%fit GD discharge measurement data
disp('water level & discharge fitting')
ft = fitype( 'poly1' );
opts = fitoptions( ft );
opts.Lower = [-Inf 0];
opts.Upper = [Inf 0];

[Coefgd, gof]=fit(hgd,qgd,ft,opts)
disp('      OK')

%load GD diver data
disp('load GD diver data')
chgd=xlsread('divers_filtered_interp.xls','Diver data NaNs-interpolated','c2:c12937');
disp('      OK')

%calculation of QGD=f(h)
disp('Calculation of QGD=f(h)')

```

```

Qgd=Coefgd(chgd);
disp('      OK')

%calculation of QGD=f(h)uncertainty
disp('Calculation of QGD=f(h) uncertainty')
intgd=predint(Coefgd,xgd,0.95,'functional','on');

intQgd=predint(Coefgd,chgd,0.95,'functional','on');

id=find(intQgd<0);
intQgd(id)=0;

Qgdp=intQgd(:,2);
Qgdm=intQgd(:,1);

disp('      OK')

%Separate each month for Qgd
disp('Separate each month for Qgd')
Qgdfeb=Qgd([1:f],1);
Qgdmar=Qgd([(f+1):m],1);
Qgdapr=Qgd([(m+1):ap],1);

Qgdfebp=Qgdp([1:f],1);
Qgdmarp=Qgdp([(f+1):m],1);
Qgdaprp=Qgdp([(m+1):ap],1);

Qgdfebm=Qgdm([1:f],1);
Qgdmarm=Qgdm([(f+1):m],1);
Qgdaprm=Qgdm([(m+1):ap],1);

disp('      OK')

%-----
%GG

%load GG discharge measurement data
disp('load GG discharge data')
qgg=xlsread('diver filt jov3.xls','k2:k26');
disp('      OK')
disp('load GG water level data')
hgg=xlsread('diver filt jov3.xls','l2:l26');
disp('      OK')

warning off all
%fit GG discharge measurement data

```

```

disp('water level & discharge fitting')
ft = fitype( 'power1' );
opts = fitoptions( ft );
opts.Lower = [-Inf -Inf];
opts.Upper = [Inf Inf];

[Coefgg, gof]=fit(hgg,qgg,ft,opts);

disp('      OK')
warning on all

%load GG diver data
disp('load GG diver data')
chgg=xlsread('divers_filtered_interp.xls','Diver data NaNs-interpolated','d2:d12937');
disp('      OK')

warning off all

%calculation of QGG=f(h)
disp('Calculation of QGG=f(h)')
Qgg=Coefgg(chgg);
disp('      OK')

%calculation of QGG=f(h)uncertainty
disp('Calculation of QGG=f(h) uncertainty')
intgg=predint(Coefgg,xgg,0.95,'functional','on');

intQgg=predint(Coefgg,chgg,0.95,'functional','on');

id=find(intQgg<0);
intQgg(id)=0;
intQgg(isnan(intQgg))=0;
Qgg(isnan(Qgg))=0;
Qggp=intQgg(:,2);
Qggm=intQgg(:,1);
disp('      OK')
warning on all

%Separate each month for Qgg
disp('Separate each month for Qgg')
Qggfeb=Qgg([1:f],1);
Qggmar=Qgg([(f+1):m],1);
Qggapr=Qgg([(m+1):ap],1);

Qggfebp=Qggp([1:f],1);
Qggmarp=Qggp([(f+1):m],1);
Qggaprp=Qggp([(m+1):ap],1);

```

```

Qggfeb=Qggm([1:f],1);
Qggmarm=Qggm([(f+1):m],1);
Qggaprm=Qggm([(m+1):ap],1);
disp('      OK')

%-----
%Ploting
%X ticks label creating
disp('x ticks label creating')
xfeb=linspace(feb(31,1),mar(1,1),17);
xmar=linspace(mar(1,1),apr(1,1),16);
xapr=linspace(apr(1,1),apr(2593,1),19);
disp('      OK')
figure
%Qrg=f(h) plotting
disp('Qrg=f(h) plotting')
subplot(1,3,1),plot(hrg,qrg,'ko',xrg,Coefrg(xrg),'k',xrg,intrg,'r--'),axis([7 11 40 65]),title('(a) Glacial
Foreland Outlet');
ylabel('Discharge (l/s)');
disp('      OK')

warning off all
%Qgg=f(h) plotting
disp('Qgg=f(h) plotting')
subplot(1,3,2),plot(hgg,qgg,'ko',xgg,Coefgg(xgg),'k',xgg,intgg,'r--'),axis([10 25 10 100]),title('(b)
West glacier stream');
xlabel('Water level (cm)');

disp('      OK')
warning on all

%Qgd=f(h) plotting
disp('Qgd=f(h) plotting')
subplot(1,3,3),plot(hgd,qgd,'ko',xgd,Coefgd(xgd),'k',xgd,intgd,'r--'),axis([5 25 40 110]),title('(c) East
glacier stream');
disp('      OK')

print -djpeg99 relation

figure

%Feb plot
disp('Feb plotting')
mov=movave(Qrgfeb,144);
mov1=movave(Qrgfeb,144);
mov2=movave(Qggfeb,144);

```

```

mov3=move(Qgdfeb,144);
subplot(3,1,1),plot(feb,Qrgfeb,'k*',feb,mov1,'bo',feb,mov,'r','MarkerSize',2,'LineWidth',2),set(gca,'
XTick',xfeb,'XMinorGrid','on','FontSize',8);
ylabel('Discharge (l/s)'),axis([xfeb(1,1) xfeb(1,17) 0
90]),grid,datetick('x',19,'kepticks'),title({'Discharge during February' 'Rock Glacier
Outlet'}),title(sprintf('Discharge during February\nRock Glacier Outlet'));

subplot(3,1,2),plot(feb,Qggfeb,'k*',feb,mov2,'bo','MarkerSize',2),set(gca,'XTick',xfeb,'XMinorGrid','
on','FontSize',8);
ylabel('Discharge (l/s)'),axis([xfeb(1,1) xfeb(1,17) 0 130]),title('West glacier
stream'),grid,datetick('x',19,'kepticks');

subplot(3,1,3),plot(feb,Qgdfeb,'k*',feb,mov3,'bo','MarkerSize',2),set(gca,'XTick',xfeb,'XMinorGrid','
on','FontSize',8);
xlabel('Date (at 0h00)'),ylabel('Discharge (l/s)'),axis([xfeb(1,1) xfeb(1,17) 0 110]),title('East glacier
stream'),grid,datetick('x',19,'kepticks');

print -djpeg99 febr

figure
disp('      OK')

%Mar plot
%disp('Mar plotting')
%[mov1,marmov1,u1]=timeavgCK(mar,Qrgmar,'day',@mean);
%[mov2,marmov2,u2]=timeavgCK(mar,Qggmar,'day',@mean);
%[mov3,marmov3,u3]=timeavgCK(mar,Qgdmar,'day',@mean);

%subplot(3,1,1),plot(mar,Qrgmar,'k*',u1,mov1,'bo','MarkerSize',2),set(gca,'XTick',xmar,'XMinorGrid',
'd','on','FontSize',8);
%ylabel('Discharge (l/s)'),axis([xmar(1,1) xmar(1,16) 0 90]),title({'Discharge during March' 'Rock
glacier outlet'}),title(sprintf('Discharge during March\nRock glacier
outlet')),grid,datetick('x','dd/mm','kepticks');

%subplot(3,1,2),plot(mar,Qggmar,'k*',u2,mov2,'bo','MarkerSize',2),set(gca,'XTick',xmar,'XMinorGrid',
'd','on','FontSize',8);
%ylabel('Discharge (l/s)'),axis([xmar(1,1) xmar(1,16) 0 130]),title('West glacier
stream'),grid,datetick('x','HH:MM','kepticks');

%subplot(3,1,3),plot(mar,Qgdmar,'k*',3,mov3,'bo','MarkerSize',2),set(gca,'XTick',xmar,'XMinorGrid',
'on','FontSize',8);
%xlabel('Date and Time'),ylabel('Discharge (l/s)'),axis([xmar(1,1) xmar(1,16) 0 110]),title('East
glacier stream'),grid,datetick('x','dd/mm','kepticks');

%print -djpeg99 march)

```



```

%figure
%disp('      OK')

%Apr plot
disp('Apr plotting')
mov1=moveave(Qrgapr,144);
mov2=moveave(Qggapr,144);
mov3=moveave(Qgdapr,144);
subplot(3,1,1),plot(apr,Qrgapr,'k*',apr,mov1,'bo','MarkerSize',2),set(gca,'XTick',xapr,'XMinorGrid','on','FontSize',8);
ylabel('Discharge (l/s)'),axis([xapr(1,1) xapr(1,19) 0 90]),title(['Discharge during April' 'Rock glacier outlet']),title(sprintf('Discharge during April\nRock glacier outlet')),grid,datetick('x',19,'keepticks');

subplot(3,1,2),plot(apr,Qggapr,'k*',apr,mov2,'bo','MarkerSize',2),set(gca,'XTick',xapr,'XMinorGrid','on','FontSize',8);
ylabel('Discharge (l/s)'),axis([xapr(1,1) xapr(1,19) 0 130]),title('West glacier stream'),grid,datetick('x',19,'keepticks');

subplot(3,1,3),plot(apr,Qgdapr,'k*',apr,mov3,'bo','MarkerSize',2),set(gca,'XTick',xapr,'XMinorGrid','on','FontSize',8);
xlabel('Date (at 0h00)'),ylabel('Discharge (l/s)'),axis([xapr(1,1) xapr(1,19) 0 110]),title('East glacier stream'),grid,datetick('x',19,'keepticks');

disp('      OK')

print -djpeg99 april

%-----
%Hydrological balance calculation
disp('Hydrological balance calculation')

s=1.157407273745371e-005;
warning off all
%Feb
%RG
y=Qrgfeb;
w=feb;
a=1;
b=size(w);
b=b(1);
for i=a:b;
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);

```

```
i=i+1;
end

pp=spline(x,y);
intrgf=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
Vrgf=intrgf/s/1000;

clear w x y a b;

%RG uncertainty
y=Qrgfebp;
w=feb;
a=1;
b=size(w);
b=b(1);
for i=a:b;
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);
    i=i+1;
end

pp=spline(x,y);
intrgfp=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
Vrgfp=intrgfp/s/1000;

clear w x y a b;

y=Qrgfebm;
w=feb;
a=1;
b=size(w);
b=b(1);
for i=a:b;
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);
    i=i+1;
end

pp=spline(x,y);
intrgfm=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
Vrgfm=intrgfm/s/1000;

clear w x y a b;

%GG
y=Qggfeb;
w=feb;
a=1;
b=size(w);
```

```
b=b(1);
for i=a:b;
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);
    i=i+1;
end

pp=spline(x,y);
intggf=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
Vggf=intggf/s/1000;

clear w x y a b;

%GG uncertainty
y=Qggfebm;
w=feb;
a=1;
b=size(w);
b=b(1);
for i=a:b;
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);
    i=i+1;
end

pp=spline(x,y);
intggfm=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
Vggfm=intggfm/s/1000;

clear w x y a b;

y=Qggfebp;
w=feb;
a=1;
b=size(w);
b=b(1);
for i=a:b;
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);
    i=i+1;
end

pp=spline(x,y);
intggfp=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
Vggfp=intggfp/s/1000;

clear w x y a b;

%GD
y=Qgdfeb;
```

```
w=feb;
a=1;
b=size(w);
b=b(1);
for i=a:b;
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);
    i=i+1;
end

pp=spline(x,y);
intgdf=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
Vgdf=intgdf/s/1000;

clear w x y a b;

%GD uncertainty
y=Qgdfebp;
w=feb;
a=1;
b=size(w);
b=b(1);
for i=a:b;
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);
    i=i+1;
end

pp=spline(x,y);
intgdfp=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
Vgdfp=intgdfp/s/1000;

clear w x y a b;

y=Qgdfebm;
w=feb;
a=1;
b=size(w);
b=b(1);
for i=a:b;
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);
    i=i+1;
end

pp=spline(x,y);
intgdfm=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
Vgdfm=intgdfm/s/1000;

clear w x y a b;
```

```
%Mar
%RG
y=Qrgmar;
w=mar;
a=1;
b=size(w);
b=b(1);
for i=a:b;
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);
    i=i+1;
end

pp=spline(x,y);
intrgm=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
Vrgm=intrgm/s/1000;

clear w x y a b;

%RG uncertainty
y=Qrgmarp;
w=mar;
a=1;
b=size(w);
b=b(1);
for i=a:b;
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);
    i=i+1;
end

pp=spline(x,y);
intrgmp=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
Vrgmp=intrgmp/s/1000;

clear w x y a b;

y=Qrgmarm;
w=mar;
a=1;
b=size(w);
b=b(1);
for i=a:b;
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);
    i=i+1;
end

pp=spline(x,y);
```

```
intrgmm=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));  
Vrgmm=intrgmm/s/1000;
```

```
clear w x y a b;
```

```
%GG  
y=Qggmar;  
w=mar;  
a=1;  
b=size(w);  
b=b(1);  
for i=a:b;  
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);  
    i=i+1;  
end
```

```
pp=spline(x,y);  
intggm=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));  
Vggm=intggm/s/1000;
```

```
clear w x y a b;
```

```
%GG uncertainty  
y=Qggmarm;  
w=mar;  
a=1;  
b=size(w);  
b=b(1);  
for i=a:b;  
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);  
    i=i+1;  
end
```

```
pp=spline(x,y);  
intggmm=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));  
Vggmm=intggmm/s/1000;
```

```
clear w x y a b;
```

```
y=Qggmarp;  
w=mar;  
a=1;  
b=size(w);  
b=b(1);  
for i=a:b;  
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);  
    i=i+1;
```


end

```
pp=spline(x,y);  
intggmp=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));  
Vggmp=intggmp/s/1000;
```

clear w x y a b;

```
%GD  
y=Qgdmar;  
w=mar;  
a=1;  
b=size(w);  
b=b(1);  
for i=a:b;  
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);  
    i=i+1;  
end
```

```
pp=spline(x,y);  
intgdm=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));  
Vgdm=intgdm/s/1000;
```

clear w x y a b;

```
%GD uncertainty  
y=Qgdmarp;  
w=mar;  
a=1;  
b=size(w);  
b=b(1);  
for i=a:b;  
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);  
    i=i+1;  
end
```

```
pp=spline(x,y);  
intgdmp=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));  
Vgdmp=intgdmp/s/1000;
```

clear w x y a b;

```
y=Qgdmarm;  
w=mar;  
a=1;  
b=size(w);  
b=b(1);
```

```
for i=a:b;
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);
    i=i+1;
end

pp=spline(x,y);
intgdmm=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
Vgdmm=intgdmm/s/1000;

clear w x y a b;

%Apr
%RG
y=Qrgapr;
w=apr;
a=1;
b=size(w);
b=b(1);
for i=a:b;
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);
    i=i+1;
end

pp=spline(x,y);
intrga=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
Vrga=intrga/s/1000;

clear w x y a b;

%RG uncertainty
y=Qrgaprp;
w=apr;
a=1;
b=size(w);
b=b(1);
for i=a:b;
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);
    i=i+1;
end

pp=spline(x,y);
intrgap=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
Vrgap=intrgap/s/1000;

clear w x y a b;

y=Qrgaprm;
```

```
w=apr;
a=1;
b=size(w);
b=b(1);
for i=a:b;
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);
    i=i+1;
end

pp=spline(x,y);
intrgam=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
Vrgam=intrgam/s/1000;

clear w x y a b;

%GG
y=Qggapr;
w=apr;
a=1;
b=size(w);
b=b(1);
for i=a:b;
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);
    i=i+1;
end

pp=spline(x,y);
intgga=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
Vgga=intgga/s/1000;

clear w x y a b;

%GG uncertainty
y=Qggaprm;
w=apr;
a=1;
b=size(w);
b=b(1);
for i=a:b;
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);
    i=i+1;
end

pp=spline(x,y);
intggam=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
Vggam=intggam/s/1000;
```

```
clear w x y a b;
```

```
y=Qggaprp;  
w=aprp;  
a=1;  
b=size(w);  
b=b(1);  
for i=a:b;  
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);  
    i=i+1;  
end
```

```
pp=spline(x,y);  
intggap=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));  
Vggap=intggap/s/1000;
```

```
clear w x y a b;
```

```
%GD  
y=Qgdaprp;  
w=aprp;  
a=1;  
b=size(w);  
b=b(1);  
for i=a:b;  
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);  
    i=i+1;  
end
```

```
pp=spline(x,y);  
intgda=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));  
Vgda=intgda/s/1000;
```

```
clear w x y a b;  
warning on all  
disp('      OK')
```

```
%GD uncertainty  
y=Qgdaprp;  
w=aprp;  
a=1;  
b=size(w);  
b=b(1);  
for i=a:b;  
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);  
    i=i+1;  
end
```

```
pp=spline(x,y);
intgdap=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
Vgdap=intgdap/s/1000;
```

```
clear w x y a b;
```

```
y=Qgdaprm;
w=apr;
a=1;
b=size(w);
b=b(1);
for i=a:b;
    x(i,1)=w(i,1)-w(1,1);
    i=i+1;
end
```

```
pp=spline(x,y);
intgdam=quad(@(x)ppval(pp,x),x(1),x(end));
Vgdam=intgdam/s/1000;
```

```
clear w x y a b;
%Results
```

```
R={'en
m^3','RGO','+','-','WGS','+','-','EGS','+','-','Feb',Vrgf,Vrgfp,Vrgfm,Vggf,Vggfp,Vggfm,Vgdf,Vgdfp,Vgdfm;'
Mar',Vrgm,Vrgmp,Vrgmm,Vggm,Vggmp,Vggmm,Vgdm,Vgdmp,Vgdmm;'Apr',Vrga,Vrgap,Vrgam,Vgga,V
ggap,Vggam,Vgda,Vgdap,Vgdam}
```

```
uitable(figure,'Data',R,'Position',[100 150 350 150])
print -djpeg99 results
```

```
Rm=[Vrgf,Vrgfp,Vrgfm;Vggf,Vggfp,Vggfm;Vgdf,Vgdfp,Vgdfm;Vrgm,Vrgmp,Vrgmm;Vggm,Vggmp,Vggm
m;Vgdm,Vgdmp,Vgdmm;Vrga,Vrgap,Vrgam;Vgga,Vggap,Vggam;Vgda,Vgdap,Vgdam];
figure;
bar(Rm),set(gca,'XTickLabel',
{'RGO/Feb','WGS/Feb','EGS/Feb','RGO/Mar','WGS/Mar','EGS/Mar','RGO/Apr','WGS/Apr','EGS/Apr'},
'FontSize',8);
ll=legend('Mensual discharge','Uncertainty int. +','Uncertainty int. -','Location','NorthEast');

print -djpeg99 barresults
```

```
toc
```

Annexe 4

Expériences de traçage artificiel

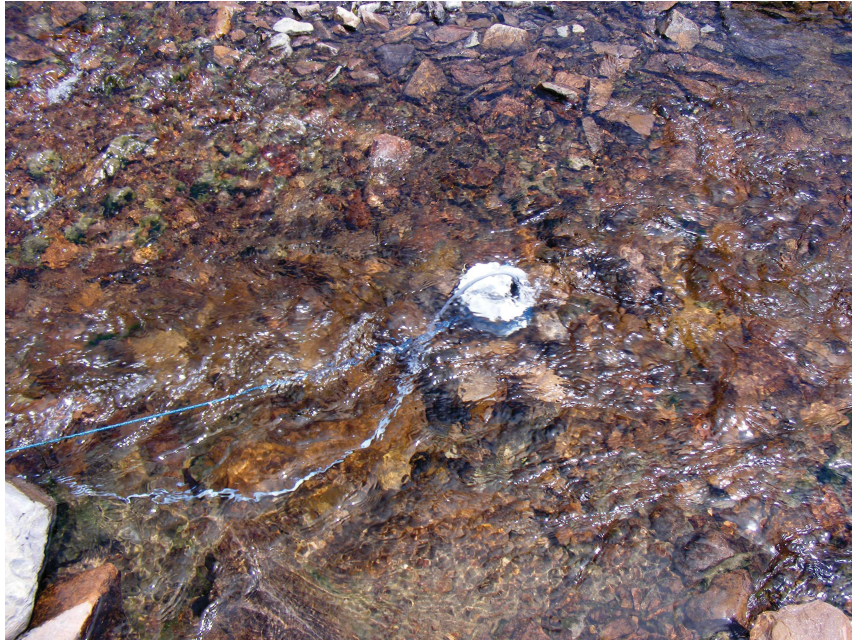
Injection de rhodamine à EGS



Injection d'uranine à WGS



Fluorimètre installé en aval de DS



Fluorimètre installé en aval de GFO, abrité sous une pierre

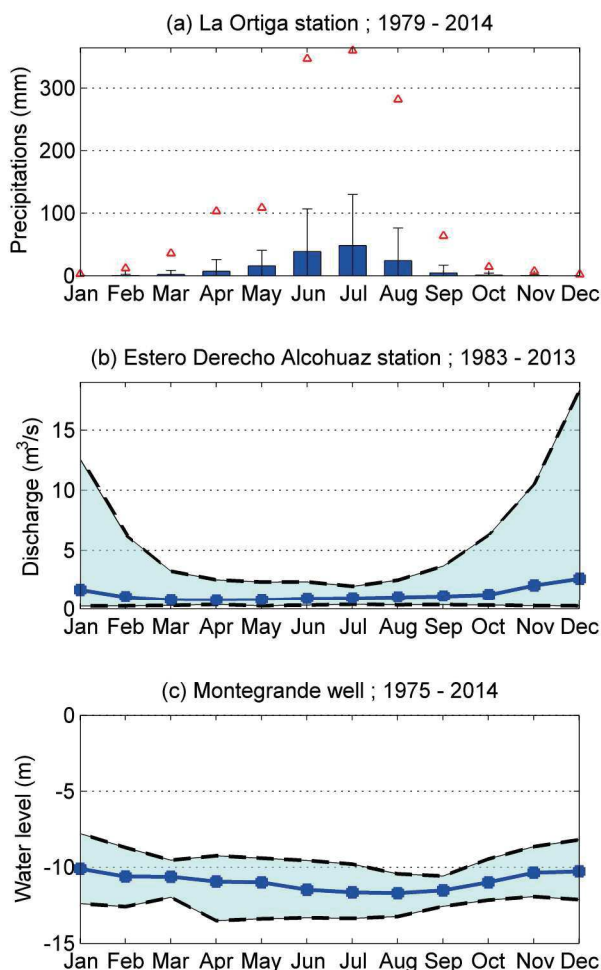


Annexe 5

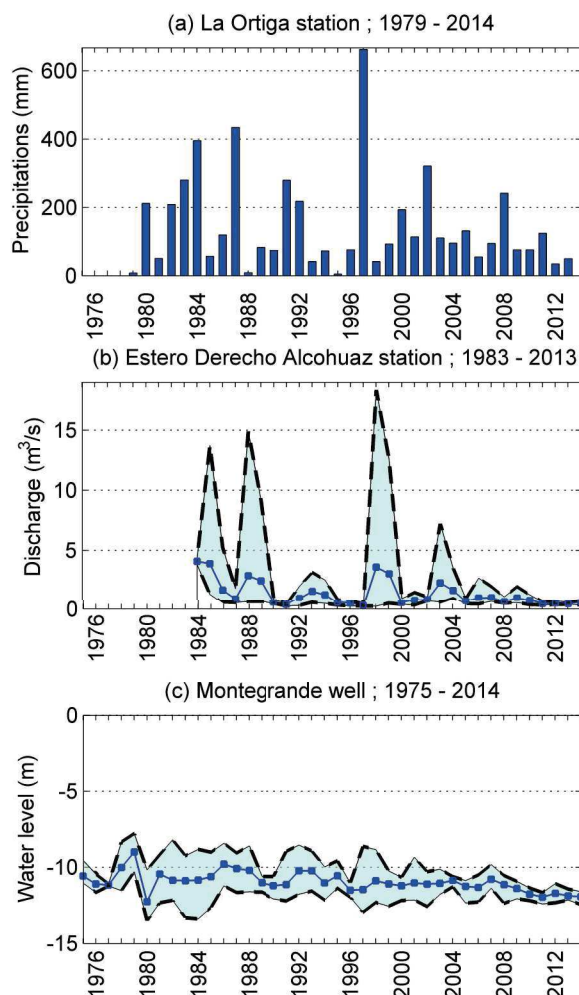
Données hydro-météorologiques des différentes stations du bassin versant de l'Elqui.

Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans la partie basse du secteur Elqui. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).

A. Hydrological context - Claro

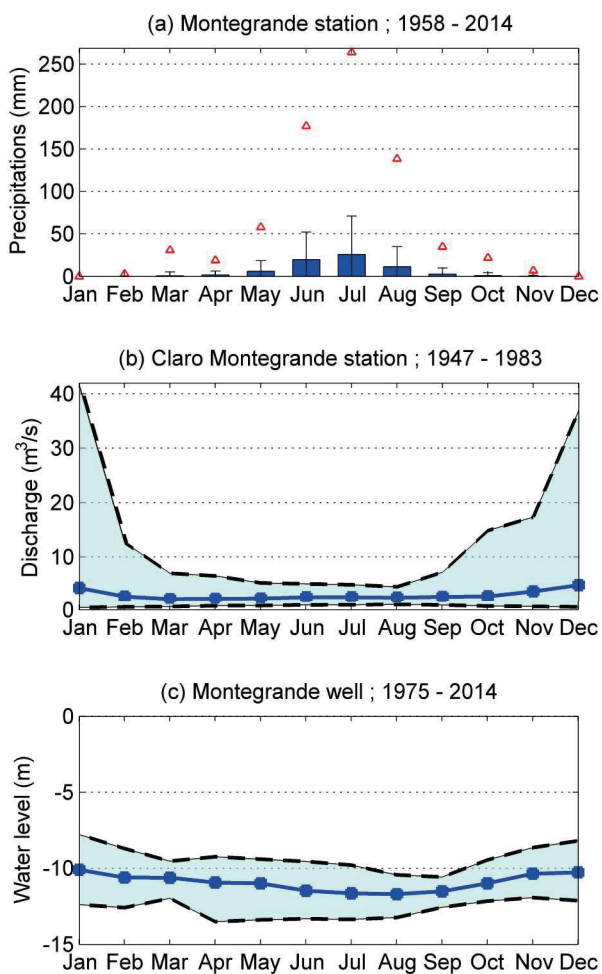


B. Hydrological context - Claro

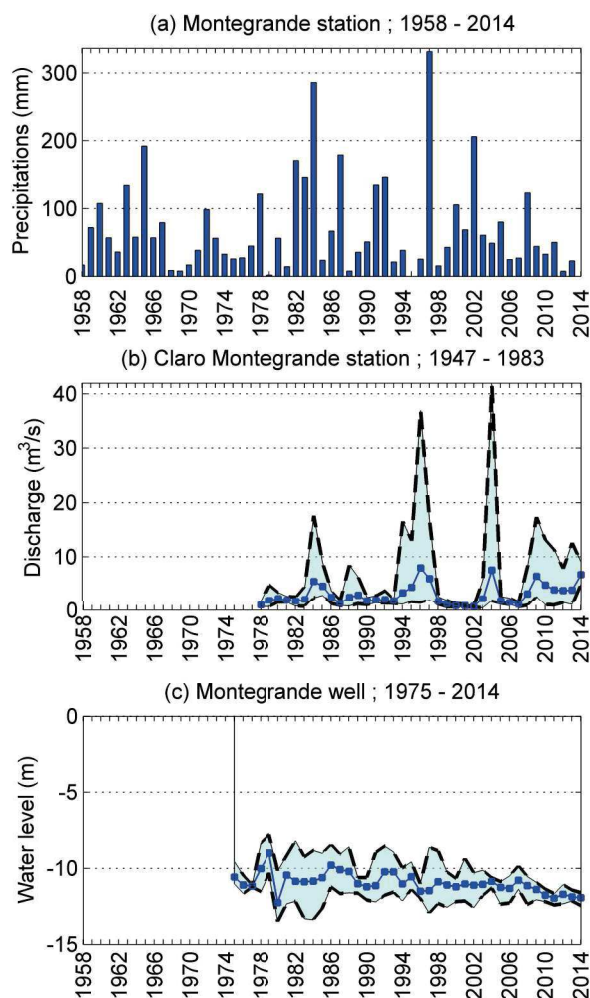


Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans la partie basse du secteur Elqui. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).

A. Hydrological context - Claro

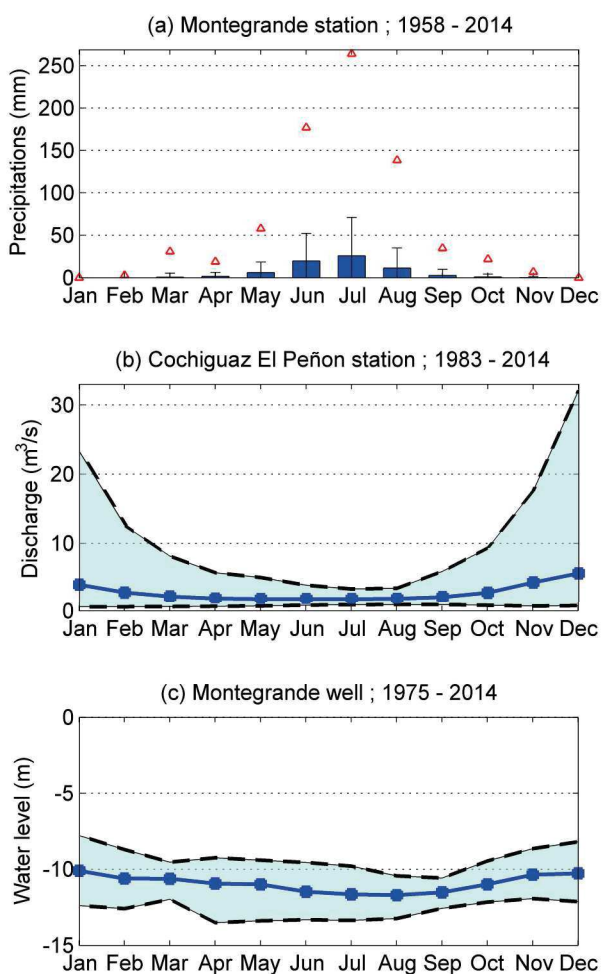


B. Hydrological context - Claro

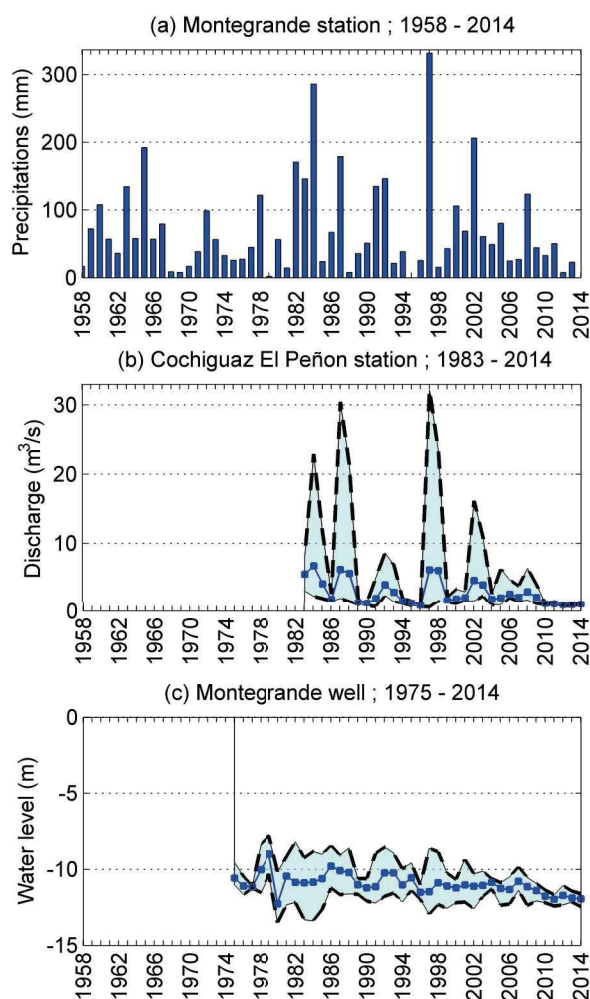


Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans la partie basse du secteur Elqui. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).

A. Hydrological context - Claro

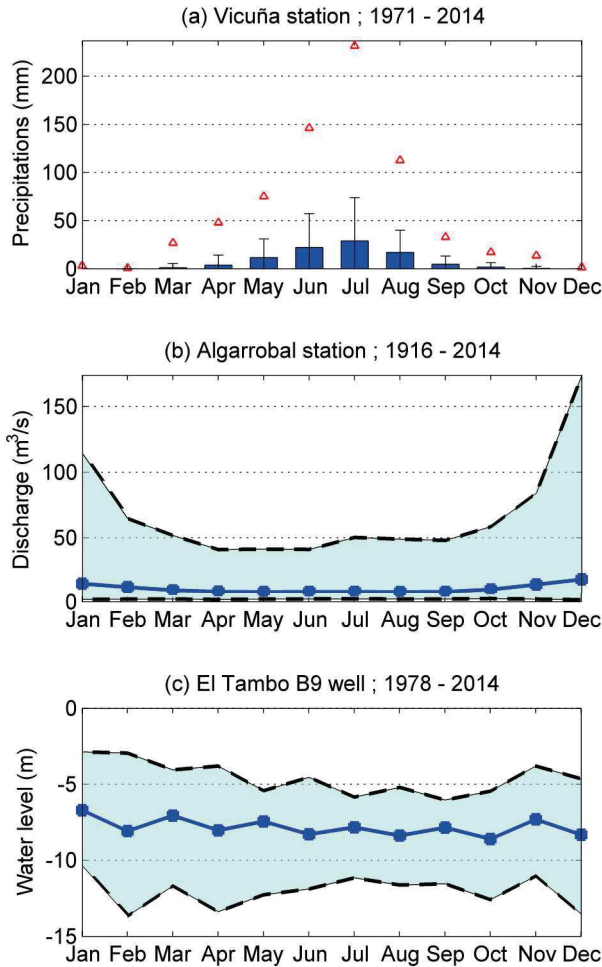


B. Hydrological context - Claro

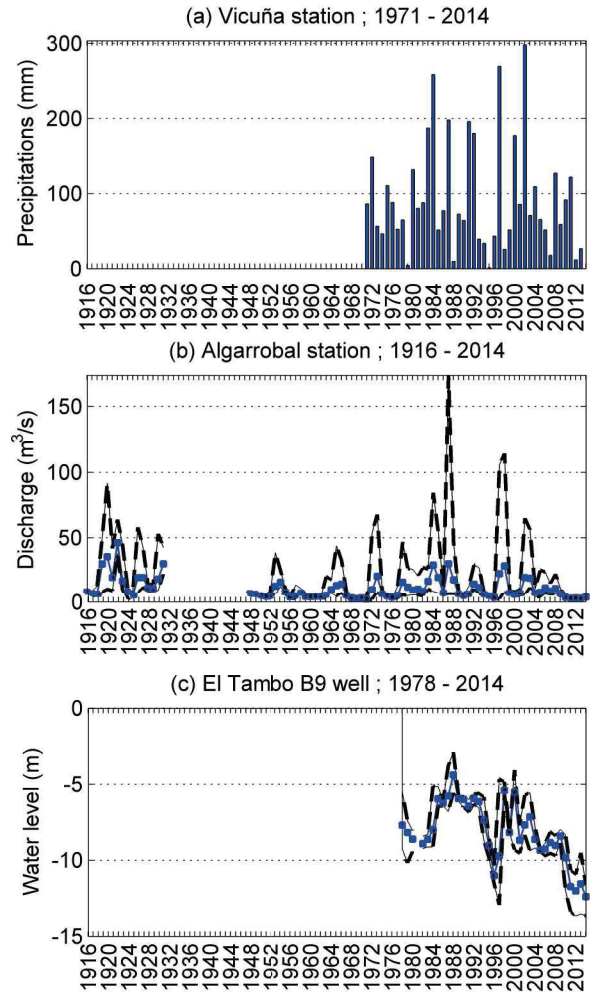


Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans la partie basse du secteur Elqui. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).

A. Hydrological context - Elqui

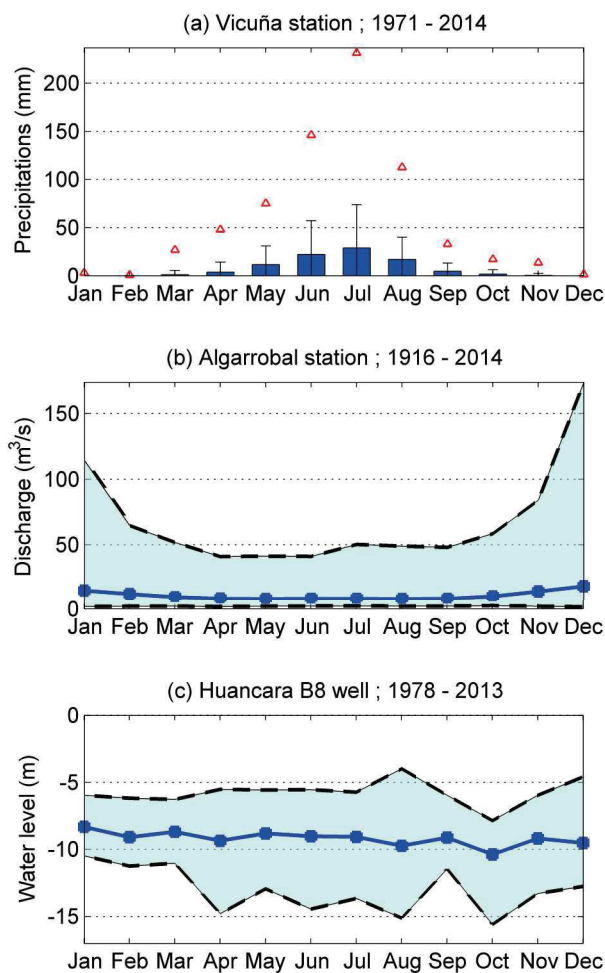


B. Hydrological context - Elqui

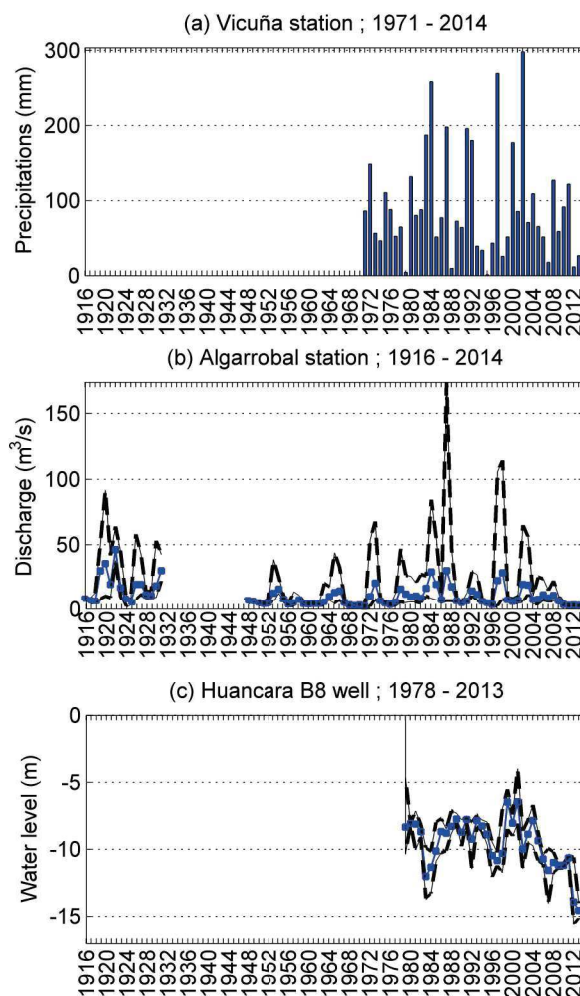


Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans la partie basse du secteur Elqui. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).

A. Hydrological context - Elqui

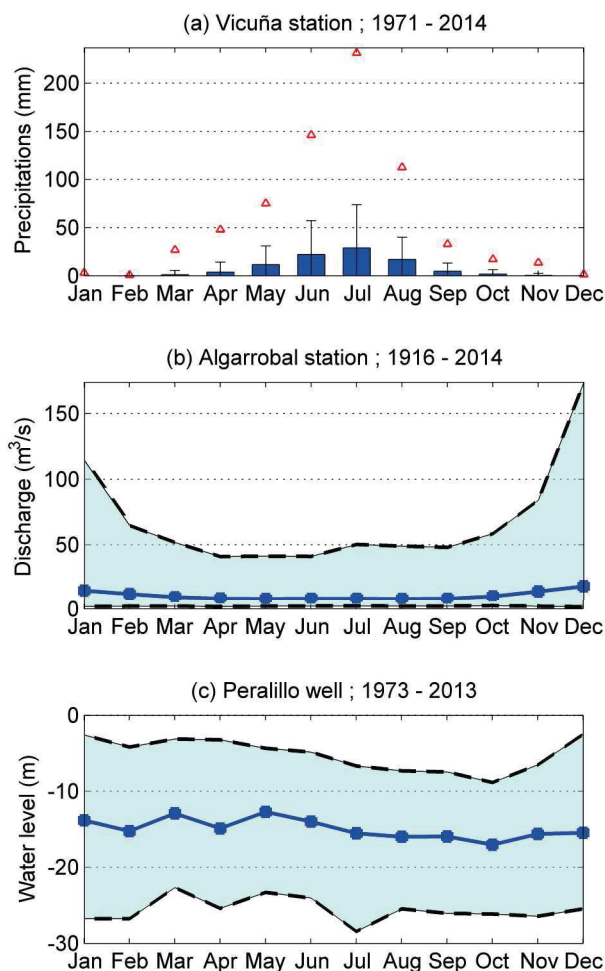


B. Hydrological context - Elqui

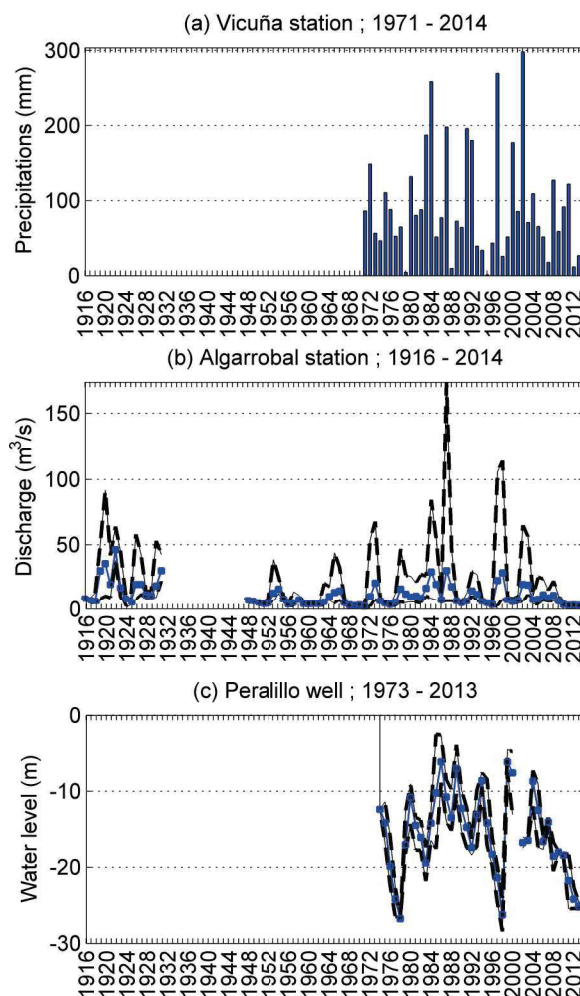


Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans la partie basse du secteur Elqui. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).

A. Hydrological context - Elqui

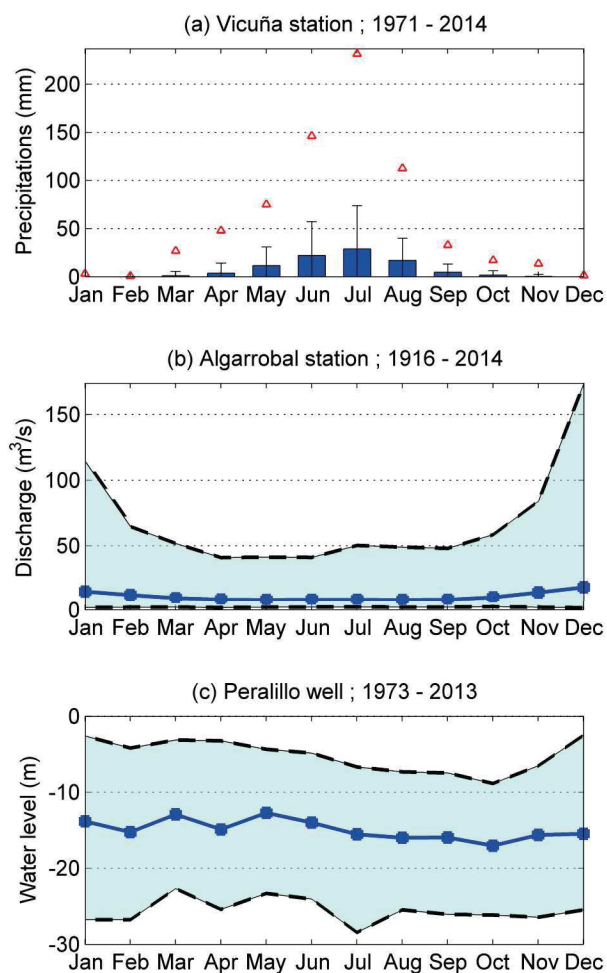


B. Hydrological context - Elqui

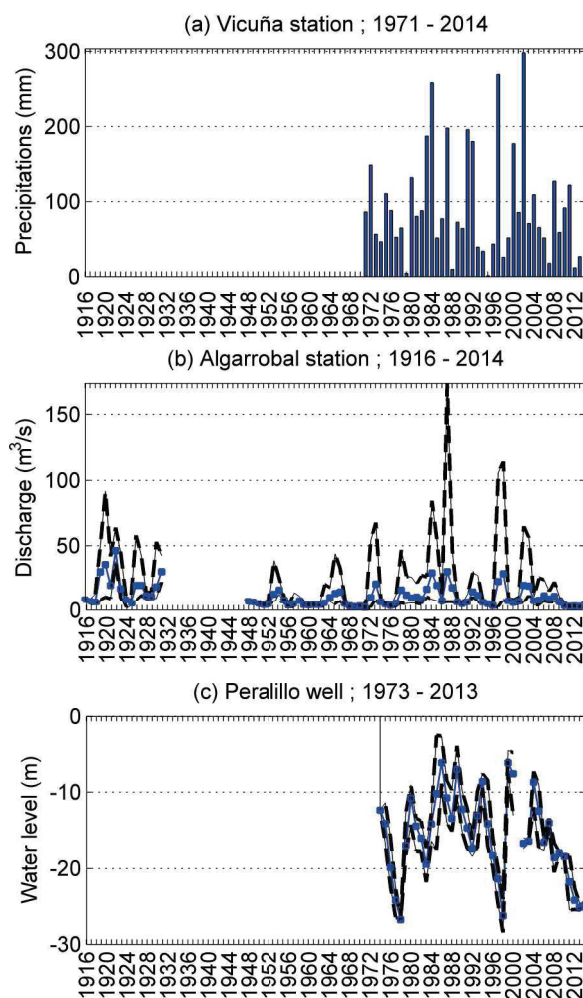


Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans la partie basse du secteur Elqui. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).

A. Hydrological context - Elqui

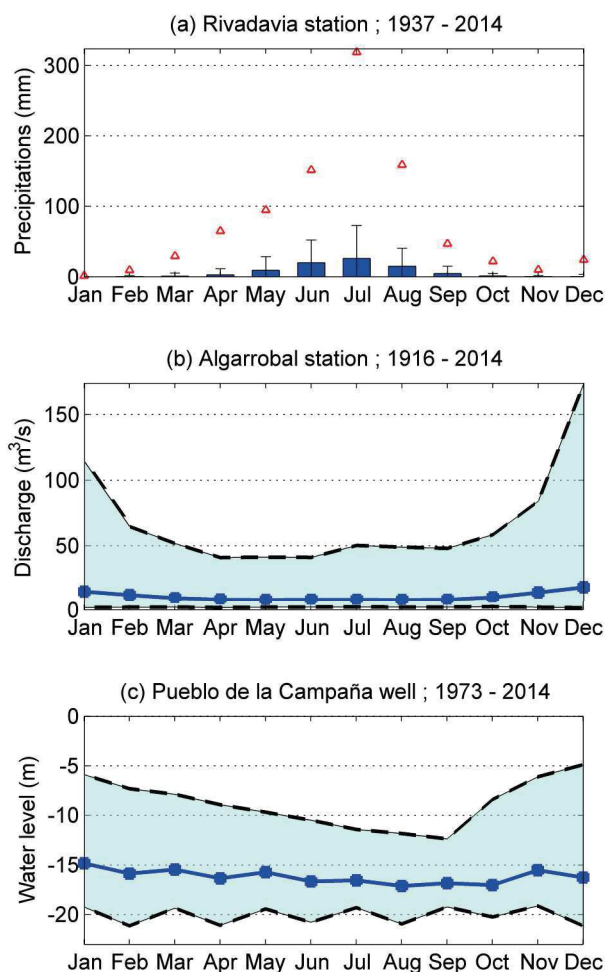


B. Hydrological context - Elqui

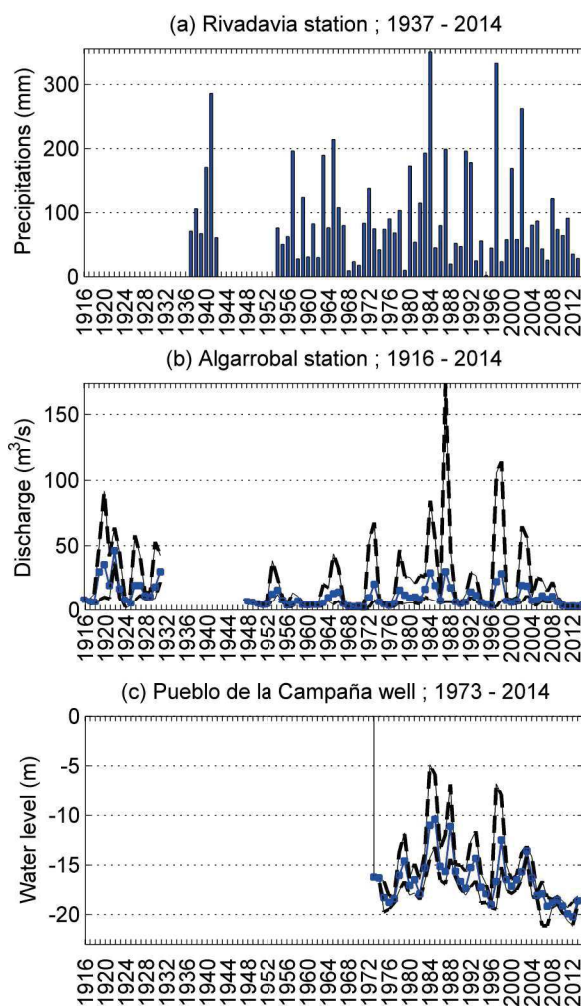


Données historiques de cumul de précipitations (a), débit (b) et niveau piézométrique (c) aux échelles mensuelles (A.) et annuelles (B.) dans la partie basse du secteur Elqui. A.(a) : cumuls de précipitations mensuel moyen (rectangle bleu), maximum (triangle rouge), écart-type (barre noire) ; A.(b) : Débits mensuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; A.(c) : Niveau piézométrique mensuel moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs) ; B.(a) : cumuls de précipitations annuels ; B.(b) : Débits annuels moyens (points bleus), maximum et minimums (pointillés noirs) ; B.(c) : Niveau piézométrique annuels moyen (points bleus), maximum et minimum (pointillés noirs).

A. Hydrological context - Elqui



B. Hydrological context - Elqui



Annexe 6

Graphiques représentant la variabilité des ratios calculés dans le cadre de la méthode des jaugeages différentiels.

