

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica



TESIS

**EVOLUCIÓN GEOQUÍMICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS
EN EL VALLE DEL RÍO PIURA, SUBCUENCA CHULUCANAS**

PARA OBTENER EL TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO GEÓLOGO

ELABORADO POR
EDMAN GIOVANNY BLAS VILLANUEVA

ASESOR
M. Sc. ING. ESTEBAN DIONICIO MANRIQUE ZUÑIGA

LIMA - PERU
2016

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento a las personas que de alguna manera contribuyeron con la realización de esta investigación. En primer lugar quiero agradecer a mi tío William B. por el apoyo desde el momento en que se inició la tesis.

Al Ing. Guillermo Pérez por sus aportes y constantes consejos para la realización de este trabajo.

Al Ing. Atilio Mendoza, por sus consejos, observaciones y apoyo brindado como jefe del laboratorio de Espectrometría de la FIGMM.

Al Dr. Rolando Carrascal, durante su gestión como director de escuela, por el apoyo brindado para la realización de esta tesis.

Al M. Sc. Esteban Manrique, cuyas observaciones hicieron que este trabajo mejore.

A mi tía Giovanna Bejarano por la ayuda brindada y asesoramiento.

Al SENAMHI por la información meteorológica proporcionada.

A la Municipalidad Provincial de Chulucanas por el apoyo logístico para la toma de muestras de agua y el personal de apoyo brindado.

A Carlos Pecho y Cindy León, por la ayuda brindada en la edición del informe.

*Por sobre todas las cosas a
Dios.*

*Por su infinito cariño, a mis
padres Edman Blas y
Carmen Villanueva, a mis
hermanos Marco Antonio y
Miguel Ángel Blas
Villanueva*

... y con amor para Cindy

INDICE

Capítulo 1 GENERALIDADES

1.1	Generalidades de la Investigación	17
1.1.1	Planteamiento del problema	17
1.1.2	Objetivos.....	17
1.1.3	Importancia de la investigación	18
1.1.4	Metodología.....	18
1.1.5	Trabajos Previos.....	19
1.2	Generalidades de la Zona de Estudio.....	20
1.2.1	Ubicación y accesibilidad.....	20
1.2.2	Climatología.....	22

Capítulo 2 HIDROLOGÍA

2.1	Análisis de datos de precipitación.....	25
2.1.1	Completación de datos faltantes	25
2.1.2	Análisis de consistencia.....	25
2.1.3	Precipitación Media	28
2.2	Temperatura.....	35
2.3	Evapotranspiración	35
2.4	Escorrentía Superficial.....	36
2.4.1	Subcuenca del Río Las Damas, Charanal.....	36
2.4.2	Subcuenca del Río Yapatera.....	37
2.4.3	Subcuenca del Río Seco.....	37
2.4.4	Subcuenca del Río Sancor.....	37

Capítulo 3 GEOLOGÍA

3.1	Geomorfología	40
3.1.1	Unidades Geomorfológicas	40
3.2	Marco tectónico.....	45
3.1	Estratigrafía.....	48
3.1.1	Precambriano	48
3.1.2	Paleozoico.....	49
3.1.3	Mesozoico	49

3.1.4	Cenozoico.....	53
3.2	Rocas Ígneas.....	56
3.2.1	Superunidad Paltashaco.....	56
3.2.2	Unidad Malingas.....	57
3.2.3	Unidad Las Lomas.....	58
3.3	Geología Estructural	58

Capítulo 4 HIDROGEOLOGÍA

4.1	Parámetros hidrogeológicos.....	61
4.1.1	Porosidad.....	61
4.1.2	Permeabilidad.....	66
4.2	Caracterización hidrogeológica.....	72
4.2.1	Parámetros morfológicos.....	72
4.2.2	Caracterización del medio.....	77
4.2.3	Unidades hidrogeológicas	78
4.3	Recarga y descarga.....	82
4.4	Explotación del acuífero.....	84
4.5	Balance Hídrico.....	85
4.6	Hidrodinámica.....	86
4.6.1	Transmisividad	86
4.6.2	Porosidad Eficaz o Coeficiente de Almacenamiento	87

Capítulo 5 HIDROGEOQUÍMICA

5.1	Hidrogeoquímica General de las Aguas Subterráneas en la Cuenca del Río Piura.....	89
5.1.1	Hidrogeoquímica de la Cuenca Baja	90
5.1.2	Hidrogeoquímica de la Cuenca Alta	92
5.2	Hidrogeoquímica General de la Zona de Estudio.....	96
5.2.1	Facies Hidrogeoquímicas	96
5.3	Investigación Hidrogeoquímica en la Zona de Estudio	105
5.3.1	Metodología del Muestreo y Análisis.....	105
5.3.2	Descripción de las Muestras.....	109
	pH	109
	Temperatura.....	110
	Conductividad Eléctrica.....	110
	Sólidos Totales Disueltos.....	111
5.3.3	Posibilidad de Elementos Tóxicos Ambientales	113
5.3.4	Plomo	118

5.3.5 Zinc.....	119
5.3.6 Cobre.....	120
5.3.7 Cadmio.....	121
5.3.8 Hierro.....	122
5.3.9 Manganeso.....	123

Capítulo 6 DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS GEOLÓGICOS, HIDROGEOLÓGICOS E HIDROGEOQUÍMICOS

6.1 Perfiles Hidrogeoquímicos	124
6.2 Procesos Hidrogeoquímicos	130
6.3 Modelo Hidrogeoquímico Conceptual	131
6.3.1 Perfil Hidrogeoquímico A-A'.....	133
6.3.2 Perfil Hidrogeoquímico C-C'	134
6.4 Resultados, Consideraciones Previas a la Modelización.....	138
6.4.1 Perfil Hidrogeoquímico A-A'.....	138
6.4.2 Perfil Hidrogeoquímico B-B'.....	141
6.4.3 Perfil Hidrogeoquímico C-C'	143
6.4.4 Perfil Hidrogeoquímico D-D'	145
6.5 Afiliación Genética	147

Capítulo 7 MODELIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA

7.1 Teoría Termodinámica.....	149
7.1.1 Entalpía, Entropía y Leyes de la Termodinámica	150
7.1.2 Equilibrio.....	152
7.1.3 Solubilidad, Potencial Químico y Actividad Iónica	154
7.2 Interacción de la Fase Sólida con la Líquida.....	154
7.2.1 Disolución y Precipitación.....	156
7.2.2 Absorción.....	157
7.3 Interacciones en la Fase Líquida	160
7.3.1 Complejación.....	160
7.3.2 Procesos Redox	160
7.4 Tipos de Modelización Geoquímica	160
7.4.1 Modelización Inversa.....	161
7.4.2 Modelización Directa	163
7.5 Códigos de Modelización Hidrogeoquímicos	163
7.5.1 PHREEQC.....	164
7.5.2 NETPATH.....	165

7.6	Modelización del Área de Estudio.....	166
7.6.1	Secciones Modelizadas.....	166
7.6.2	Resultados de la Modelización.....	166
7.7	Discusión.....	180

Capítulo 8 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Ubicación del área de estudio (Fuente: Google Earth).....	21
Figura 1.2: Delimitación de la subcuenca Chulucanas (Elaboración Propia)	21
Figura 1.2: Localización de la cuenca del río Piura.....	22
Figura 2.1: Relación de precipitación entre las diferentes estaciones hidrometeorológicas, en los ejes x e y se presentan las precipitaciones registradas en las estaciones comparadas en mm y el R2 representa el error mínimo cuadrado (Fuente: Elaboración Propia).....	27
Figura 2.2: Diagrama de doble masa para las estaciones de estudio (Fuente: Elaboración propia)	27
Figura 3.1: A. Vista panorámica del Cerro Malingas. B. Vista panorámica del Cerro De Loro. C. Vista panorámica del cerro Román. Estos cerros conforman la unidad geomorfológica de Lomas, sobre rocas ígneas intrusivas, pertenecientes a la unidad de Malingas (dioritas).....	42
Figura 3.2:A. Fotografía tomada desde el poblado de Talandracas, margen derecha del río Piura. B. Fotografía donde se aprecia el inicio del frente andino conformado por rocas intrusivas y sedimentarias. C. Fotografía de las estribaciones del frente andino las lomadas de baja y media pendiente están conformadas por rocas terciarias (Formación Yapatera), al fondo la cordillera occidental, tomada desde el poblado de Yapatera.	43
Figura 3.3: Modelo Tectónico de Rollback (Fuente: Elaboración Propia).....	45
Foto 3.1: Afloramiento de rocas volcánicas de la Formación La Bocana, en la localidad de Río Seco Bajo. El buzamiento de las rocas volcánicas es hacia el suroeste.....	51
Figura 3.4: A. Aglomerados volcánicos de la Formación La Bocana. B. Detalle del sistema de fracturamiento de los aglomerados volcánicos.....	52
Figura 3.5: Sección delgada de andesita basáltica y dacita de la Formación La Bocana (Fuente: INGEMMET)	52
Figura 3.6: A. Unidad Geomorfológica de Lomas, formadas en rocas de la Formación Yapatera, margen derecha del río Piura. B. Fotografía que muestra los clastos de cuarzo de los conglomerados de la Formación el Yapatera.	54
Figura 3.7: Columna estratigráfica generalizada del área de estudio (modificado de Winter et al del 2008).....	55
Figura 3.8: Sección delgada de granito de la Unidad Paltashaco (Fuente: INGEMMET)	56
Figura 4.1: A. Fracturas superficiales de en rocas intrusivas de la Unidad Malingas. B. Detalle del sistema de fracturamiento.	65
Figura 4.2: Gráfico mostrando la relación de entre la apertura y el espaciado de fracturas con la permeabilidad	66
Figura 4.3: Valores de permeabilidad para diferentes rocas volcánicas (Wood and Fernández, 1988; tomado de la página web del Servicio Geológico de Colorado)	69
Figura 4.4: Línea divisoria de aguas subcuenca Chulucanas (Elaboración propia)	73
Figura 4.5: Curva hipsométrica subcuenca Chulucanas	75
Figura 4.4: Perfil esquemático de alteración de rocas cristalinas.....	77

Figura 4.5: Perfil esquemático y vista en planta de flujos y área de recarga (Fuente: Universidad de Salamanca)	82
Figura 4.7: Representación gráfica del balance hídrico del área de estudio (Fuente: Modificado de Sánchez, Universidad de Salamanca, 2014).	86
Figura 5.1: Procesos químicos fundamentales que controlan la concentración de iones disueltos (Fuente: Traducido de DM Sherman, Universidad de Bristol).....	89
Figura 5.2: Geología regional Cuenca Baja del Río Piura (Elaboración propia).....	91
Figura 5.3: Geología regional Cuenca Media del Río Piura (Elaboración propia)	94
Figura 5.4: Geología regional Cuenca Alta del Río Piura (Elaboración propia).....	95
Figura 5.5: Representación diagrama Stiff (Elaboración: Propia).....	96
Figura 5.6: Representación diagrama Durov (Fuente: Applied Hydrogeology of fractured Rocks)	97
Figura 5.7: Diagramas Stiff muestras de agua de: A) 1978 (ANA) y B) 2003 (UDEP)	98
Figura 5.8: Representación diagrama Piper tomado de Applied Hydrogeology of fractured Rocks99	
Figura 5.9: Resultados diagrama Piper para las muestras de 1978, ANA (Elaboración: Propia).....	100
Figura 5.10: Resultados diagrama Durov para las muestras de 1978 ANA (Elaboración: Propia).....	100
Figura 5.11: Resultados diagrama Scholler para las muestras de 1978, ANA.....	101
Figura 5.12: Resultados diagrama Piper para las muestras de 1989, ANA (Elaboración: Propia).....	102
Figura 5.13: Resultados diagrama Durov para las muestras de 1989, ANA (Elaboración: Propia).....	102
Figura 5.14: Resultados diagrama Scholler para las muestras de 1989, ANA (Elaboración: Propia).....	103
Figura Nº 5.16: Resultados diagrama Scholler para las muestras de 2003, UDEP (Fuente: UDEP)	104
Figura 5.17: C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$) de aguas subterráneas. (Elaboración: Propia).....	109
Figura 5.18: C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$) de aguas subterráneas. (Elaboración: Propia).....	110
Figura 5.19: C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$) de aguas subterráneas.	111
Figura 5.20: Relación entre los elementos tóxicos ambientales de las muestras analizadas (Elaboración: Propia).....	114
Figura 5.21: Concentración (mg/l) de los elementos metálicos en las aguas subterráneas del área de estudio (Elaboración: Propia)	115
Figura 5.22: Concentración de los elementos metálicos (mg/l) mediante el diagrama de cajas (Tukey), mostrando la mediana, el mínimo y el máximo valor (Elaboración: Propia).....	115
Figura 5.23: Diagramas de variación triangular de los elementos tóxicos ambientales en el agua subterránea del área de estudio (Elaboración: Propia)	117
Figura 5.24: Concentraciones de plomo en las aguas subterráneas en el área de estudio	118

Figura 5.25: Concentraciones de zinc en el área de estudio.....	119
Figura 5.26: Concentraciones de cobre en el área de estudio.....	120
Figura 5.27: Concentraciones de cadmio en el área de estudio.....	121
Figura 5.28: Concentraciones de hierro en el área de estudio.....	122
Figura 5.29: Concentraciones de manganeso en el área de estudio.....	123
Figura 6.1: Esquema de los procesos de interacción en sistemas acuosos (Fuente: B.J. Merkel).....	130
Figura 6.2: Manifestaciones de la circulación del agua subterránea en una cuenca (Fuente: Hernández, J. 2008).....	132
Figura 6.3: Esquema de intercambio iónico (Fuente: C.A.J. Appelo).....	134
Figura 6.4: Evolución geoquímica de las aguas subterráneas perfil hidrogeoquímico A-A'	136
Figura 6.5: Evolución geoquímica de las aguas subterráneas perfil hidrogeoquímico C-C' ...	137
Figura 6.6: Variación de algunos parámetros químicos tramo 11-12.....	138
Figura 6.7: Variación de algunos parámetros químicos tramo 12-13.....	139
Figura 6.8: Variación de algunos parámetros químicos tramo 13-14.....	140
Figura 6.9: Variación de algunos parámetros químicos tramo 9-8.....	141
Figura 6.10: Variación de algunos parámetros químicos tramo 8-7.....	142
Figura 6.11: pH dependencia de la sorción de cationes metálicos en hidróxido de hierro(B.J. Merkel).....	143
Figura 6.12: Variación de algunos parámetros químicos tramo 7-15.....	143
Figura 6.13: Variación de algunos parámetros químicos tramo 4-5.....	144
Figura 6.14: Variación de algunos parámetros químicos tramo 5-6.....	145
Figura 6.15: Procesos que generan concentración metálica en solución (Modificado de Mattigod, et al., 1981).....	146
Figura 7.1: Esquema del procedimiento de cálculo (Fuente: La Modelación Hidrogeoquímica como Herramienta en Estudios Hidrogeológicos, E. Martínez et al.).....	150
Figura 7.2: Procesos de meteorización (Fuente: Contaminant Geochemistry).....	155
Figura 7.3: Interacción de la fase sólida con la líquida (Fuente: Contaminant Geochemistry).....	155
Figura 7.4: Fuerza iónica de las aguas naturales.....	157
Figura 7.5: Esquema sorción (Fuente: Carrillo A.).....	158
Figura 7.6: Absorción de Zn en goetita.....	159
Figura 7.7: Sorción en la fase agua - mineral.....	159
Figura 7.8: Planteamientos, aproximados cálculos y códigos usados en la modelización. (Tomado de Aunque, L. y Gimeno, M.).....	161
Figura 7.9: Representación esquemática de la modelización inversa (Modificado de Chen Zhu y Greg Anderson).....	162
Figura 7.10: Base de datos de entrada para el programa PHREEQC.....	165

Figura 7.11: Fotografía de secciones delgadas de andesitas basálticas y dacitas de la Formación La Bocana (Fuente: INGEMMET)	166
Figura 7.12: Salida del programa PHREEQC	167
Figura 7.13: Esquema de la utilización del método inverso con el directo	169
Elaboración: Propia	169
Figura 7.15: Modelo de entrada, cálculo método directo.....	172
Figura 7.16: Comparación de los índices de saturación de la muestra M-13 con la muestra modelizada.....	173
Figura 7.17: Índices de saturación para óxidos e hidróxidos.....	174
Figura 7.18: Índices de saturación para los minerales de manganeso.....	174
Figura 7.19: Detritos de cuarcitas, Formación Tambogrande.	176
Figura 7.20: Distribución del Zn entre la fase acuosa y los sitios de superficie débil y fuerte de óxidos e hidróxidos de hierro en función del pH.....	177
Figura 7.21: Distribución del Pb entre la fase acuosa y los sitios de superficie débil y fuerte de los óxidos e hidróxidos de hierro en función del pH.	177
Figura 7.22: Comparación de los índices de saturación de la muestra M-6 con la muestra modelizada.....	179
Figura 7.23: Perfiles hidrogeoquímicos del área de estudio A-A' y C-C'	181

LISTA DE CUADROS

Cuadro 1.1: Vía de acceso al área de estudio	20
Cuadro 2.1: Red de estaciones meteorológicas en la cuenca del Alto Piura.	29
Cuadro 2.2: Valores de precipitación media anual (prcp) y temperatura media anual (T. Md) proporcionados por el SENAMHI.	31
Cuadro 2.3: Cálculo de la precipitación media anual.	33
Cuadro 2.3: Valor de la descarga media anual del río Piura.	36
Cuadro 2.4: Valor de la descarga media anual subcuenca Chulucanas.	36
Cuadro 4.1: Valores de porosidad total, eficaz y retención específica.	64
Cuadro 4.2: Valores teórico s de permeabilidad para diferentes materiales	71
Cuadro 4.3: Rangos del coeficiente de compacidad	74
Cuadro 4.4: Cálculo de la altura media de la subcuenca Chulucanas	76
Cuadro 4.5: Unidades hidrogeológicas del área de estudio.....	78
Cuadro 4.6: Distribución de los pozos por distrito	84
Cuadro 4.7: Volumen de Explotación por localidad.....	84
Cuadro 5.1: Facies hidrogeoquímicas en las zonas de estudio	90
Cuadro 5.1: Concentración de elemento tóxicos ambientales en las muestras analizadas	113
Cuadro 5.2: Valores mínimos, medios y máximos de elemento tóxicos ambientales en las muestras analizadas	114
Cuadro 5.3: Estándares de Calidad Ambiental de Agua – Categoría 3, para bebida de animales.....	116
Cuadro 6.1: Fuerza de unión relativa de metales por diferentes sorbentes	140
Cuadro 6.2: Capacidad de intercambio catiónico a un pH de 7 y su pH dependencia.....	146
Cuadro 6.3: Afiliación genética de las concentraciones de metales encontrados en la zona de estudio.....	148
Cuadro 7.1: Transferencia de moles en el tramo 11-12 sección A-A'	170
Cuadro7.2: Transferencia de moles en el tramo 12-13 sección A-A'	171
Cuadro 7.2: Transferencia de moles en el tramo 13-14 sección	175
Cuadro 7.3: Transferencia de moles en el tramo 4-5 sección A-A'	176
Cuadro 7.4: Transferencia de moles en el tramo 5-6 sección C-C'	179

RESUMEN

En la presente tesis se realizó una aproximación a la modelización de la evolución geoquímica de las aguas subterráneas en el valle de Alto Piura, que buscó conocer los procesos geoquímicos que se dan entre el agua subterránea y el medio geológico circundante y así tener una mejor comprensión de la misma y a futuro ser una herramienta para la predicción de la química del agua subterránea en el área de estudio. Se recopiló información y con en el análisis de la misma se seleccionaron cuatro perfiles (A-A', B-B', C-C' y D-D') que se usaron para la representación de la evolución química de las aguas subterráneas en la zona de estudio; y se determinó el número y ubicación de los puntos de agua a muestrear a lo largo de los perfiles mencionados. En la etapa de campo se tomaron quince muestras de agua, de los diferentes pozos a lo largo de los perfiles hidrogeoquímicos seleccionados, y fueron analizados en el laboratorio de espectrometría de la UNI.

A partir de la interpretación de los resultados de los análisis químicos del agua subterránea, de la geología, de principios fisicoquímicos y de cálculos de balance de masa (modelación geoquímica inversa) mediante el programa PHREEQC, se propuso un modelo aproximado de la evolución geoquímica del agua subterránea con la identificación de los procesos geoquímicos dominantes en el contexto hidrogeológico y dinámico del área de estudio.

Entre las localidades de La Peña y Sancor, se predijo la formación de sílice, gibbsita y yeso y la disolución de anortita. En el tramo de Sancor a Casana, los cálculos de modelización predijeron la formación de pirita, goethita y hematita, mientras que los minerales que se disuelven son el yeso, esfalerita, rodocrosita y el $\text{Fe}(\text{OH})_3$.

En el tramo de Casana a Paccha aumenta la concentración de Mn por encima del máximo permisible. En el tramo entre las localidades de Yapatera y Chulucanas, el modelo encontrado predijo la precipitación de goethita y la disolución de calcita. La modelización por absorción, de metales pesados, en oxihidróxidos de hierro (FeOOH) mostró que existe absorción de los metales Pb y Cd. Finalmente en el tramo que pasa por la ciudad de Chulucanas, el modelo predijo la disolución de cuarzo, anortita y calcita; y la formación de clorita y sericita.

Palabras claves: Hidrogeoquímica, PHREEQC, Modelización, Solución Acuosa, Geoquímica, Disolución de Sílice.

ABSTRACT

In the present thesis an approximation was realized to the modeling of the geochemical evolution of the groundwater in the Alto Piura valley, which sought to know the geochemical processes that are given between the underground water and the geological surrounding and like that way to have a better comprehension of the same one and to future to be a tool for the prediction of the chemistry of the underground water in the area of study. Information was compiled and with the analysis of the same one were selected four profiles that were used for the representation of the chemical evolution of the groundwater in the zone of study; and there decided the number and location of the water points of sampling along the mentioned profiles. In the field stage there took fifteen samples of water, of the different wells along hydrogeochemical profiles selected, and they were analyzed by UNI spectrometry laboratory.

From the results interpretation of the chemical analyses of the groundwater, of the geology, of physicochemical principles and calculations of mass balance (geochemical inverse modeling) by means of the program PHREEQC, there proposed an approximate model of the geochemical evolution of the groundwater with the identification of the geochemical dominant processes in the hydrogeological and dynamic context of the area of study.

Between La Peña and Sancor, localities, the formation of quartz, gibbsite, gypsum and the anorthite dissolution, was predicted. In the section of Sancor to Casana, the calculations of modeling predicted the formation of pyrite, goethite and hematite, whereas the minerals that are dissolved are the gypsum, sphalerite, rhodochrosite and $\text{Fe}(\text{OH})_3$.

In the section of Casana to Paccha Mn concentration increases above the maximum allowable. In the stretch between the towns of Yapatera and Chulucanas, the found model predicted goethite precipitation and calcite dissolution. The modeling absorption, of heavy metals, in iron oxyhydroxides (FeOOH) showed that there is absorption of Pb and Cd metals. Finally in the section which passes through the city of Chulucanas, the model predicted the dissolution of quartz, anorthite and calcite; and the formation of chlorite and sericite.

Key words: Hydrogeochemistry, PHREEQC, Modeling, Aqueous Solution, Geochemistry, Quartz Dissolution.

INTRODUCCIÓN

La cuenca del río Piura pertenece a la vertiente del Pacífico, abarcando un área de 10 038 Km², tiene su origen a 3400 m.s.n.m. de la confluencia de varias quebradas iniciando con el nombre de río Chalpa, posteriormente toma los nombres de Huarmaca y Canchaque, para finalmente adquirir el nombre de río Piura en la confluencia con el río Bigote, desde este punto discurre en dirección noroeste hasta la localidad de Tambogrande donde cambia a una dirección sur para desembocar en la laguna Ramón que se conecta por el sur con la laguna Ñapique. Durante el fenómeno del Niño, y como consecuencia del incremento del caudal del río Piura, las lagunas se pueden conectar llenando inclusive viejos cauces que excepcionalmente llegarían al mar.

El Valle del Alto Piura se encuentra limitado en la margen derecha por las estribaciones de la Cordillera Occidental, con una topografía que se extiende desde los 200 m.s.n.m. a los 3600 m.s.n.m. Este valle forma parte de la cuenca del río Piura, que está conformada por rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas con un rango comprendido entre el Paleozoico y el Cuaternario. La subcuenca de Chulucanas se ubica en la parte media alta de esta cuenca.

Las aguas subterráneas en el área de estudio forman parte del acuífero del Alto Piura que se ubica entre el poblado de Salitral por el Sur, Tambo Grande por el Norte y los afloramientos de rocas intrusivas y volcánicas que forman los márgenes occidental y oriental del valle. El área de estudio, denominada subcuenca Chulucanas comprende una superficie de aproximadamente 1800 km², y en ella se distinguen 3 unidades geomorfológicas básicas: Valle del Río Piura conformado en mayor proporción por depósitos fluviales y aluviales del río Piura y en menor proporción por depósitos eólicos, Estribaciones de la Cordillera Occidental que vienen a ser colinas o cerros conformados en el norte por rocas de las Formaciones Yapatera y Tambo Grande del Terciario y de los Volcánicos La Bocana del Cretáceo, mientras que en el sur están conformados por rocas de la Formación Salas y el Complejo Olmos del Paleozoico, y finalmente la Cordillera Occidental, donde nacen los tributarios del río Piura, conformado en su mayor parte por la súper unidad Paltachaco del Cretáceo. En cuanto al acuífero y las rocas que la componen, litológicamente están compuestas de la siguiente manera: las formaciones Yapatera y Tambogrande son clásticas lo que favorece el flujo de las aguas subterráneas, en el área de estudio los Volcánicos La Bocana son aglomerados que superficialmente presentan mucho fracturamiento lo que

también favorece el flujo de aguas subterráneas, y finalmente las unidades ígneas cretácicas superficialmente presentan alteración lo que permite el flujo de agua subterránea aunque de una manera más lenta que las otras rocas.

En el marco de la tesis se plantea estudiar la evolución geoquímica de las aguas subterráneas de la subcuenca Chulucanas en el valle del río Piura dando mayor énfasis a las aguas que circulan por las formaciones geológicas cretáceas, terciarias y cuaternarias en la provincia de Chulucanas, valle del Alto Piura, buscando conocer los procesos geoquímicos de interacción entre el medio geológico y las aguas subterráneas, que tienen lugar durante el flujo de las mismas.

Capítulo 1

GENERALIDADES

1.1 Generalidades de la Investigación

1.1.1 Planteamiento del problema

Al realizarse diferentes estudios ambientales para abastecimiento de agua en el valle del río Piura, por parte del Gobierno Regional, se identificó que había mucha variabilidad, en cuanto a composición química del agua, no solo a nivel regional sino también local, que generaba una serie de interrogantes a los pobladores que deseaban abastecerse agua mediante la construcción de pozos, específicamente en la zona de Chulucanas.

No es suficiente con conocer la calidad química del agua subterránea para resolver esas interrogantes, sino más bien es necesario reconocer o identificar los procesos geoquímicos que ocurren durante su movimiento en el subsuelo.

Este estudio tiene como finalidad responder estas interrogantes, a través del conocimiento de los procesos geoquímicos ya antes mencionados, que se logra mediante el estudio de la evolución geoquímica de las aguas subterráneas.

1.1.2 Objetivos

Identificar las condiciones petrofísicas y petromineralógicas de las formaciones geológicas así como características estructurales, geomorfológicas e hidrogeológicas del área de estudio.

Determinar las características geomorfológicas, estructurales y litológicas que ocasionan la evolución geoquímica de las aguas subterráneas en el área de estudio.

Determinar los procesos geoquímicos de interacción agua-roca durante el flujo del agua subterránea en dicha área, a partir de la modelización geoquímica y así establecer una aproximación a un modelo geoquímico que pueda explicar la evolución geoquímica de las aguas subterráneas.

Sustentar el estudio y sus resultados como tesis para optar el título Profesional de Ingeniero Geólogo.

1.1.3 Importancia de la investigación

La necesidad de realizar este estudio radica en el hecho de que no se tiene un conocimiento detallado de los procesos de interacción entre las aguas subterráneas y el medio geológico que está relacionado con la evolución geoquímica de las mismas. Aguas que cumplen un rol importante en las áreas rurales, donde tienen un uso agrícola, doméstico y pecuario y que pueda ser usado para su mejor aprovechamiento.

1.1.4 Metodología

En la primera etapa, de gabinete, se recopiló información existente en las bibliotecas del INGEMMET, INRENA, ANA, Universidad Agraria La Molina, Universidad Nacional de Piura, Universidad de Piura, y el Gobierno Regional de Piura. Luego se analizó esta información, especialmente aquella que relacionada a la geología, hidrogeología e hidrogeoquímica y así elaboró una síntesis hidrogeológica que fue usada para trazar los itinerarios de recorrido de campo. Con en el análisis de la información hidroquímica se seleccionaron 4 perfiles hidrogeoquímicos que fueron usados para la representación de la evolución química de las aguas subterráneas en la subcuenca de Chulucanas; y se determinó el número y ubicación de los puntos de agua a muestrear a lo largo de este perfil.

En la etapa de campo se caracterizó, desde una perspectiva petrográfica y de relaciones estratigráficas, las diferentes formaciones geológicas, se determinaron las

características geomorfológicas y estructurales del área de estudio, ya que son factores que controlan la hidroquímica de las aguas subterráneas. Se tomaron muestras de agua de los diferentes pozos y surgencias a lo largo de los perfiles hidrogeoquímicos seleccionados para su análisis en el laboratorio, y a la vez se determinó una serie de parámetros físico-químicos inestables, como el pH, la conductividad eléctrica y la temperatura así como datos de interés hidrogeológico.

La segunda etapa de gabinete consistió en el análisis de las muestras de agua en el laboratorio de Espectrometría de la Universidad Nacional de Ingeniería. Las aguas naturales fueron analizadas mediante cromatografía iónica para los aniones, SO_4^{2-} y espectroscopía de absorción atómica para los cationes Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ .

A partir de la interpretación de los resultados de los análisis químicos del agua subterránea, de la geología, de principios físico-químicos y de cálculos de balance de masa (modelación geoquímica inversa) mediante el programa PHREEQC (Parkhurst et al. 1980), que está diseñado para cuantificar reacciones químicas entre aguas subterráneas y minerales, se propuso un modelo aproximado de la evolución geoquímica del agua subterránea con la identificación de los procesos geoquímicos dominantes en el contexto hidrogeológico y dinámico del área de estudio.

1.1.5 Trabajos Previos

Desde el punto de vista hidrogeológico se han realizado numerosos estudios para abastecer de agua a los diferentes poblados del Alto Piura ya sea para consumo humano o con fines de riego así como diferentes estudios de prospección geoelectrica para ubicación de pozos. En su mayoría estos estudios han sido realizados por el INRENA (Instituto Nacional de Recursos Naturales) y el ANA (Autoridad Nacional del Agua).

Probablemente los estudios geológicos más importantes realizados en el Alto Piura y tal vez únicos, han sido los elaborados por el INGEMMET en su “Estudio Geodinámico de la Cuenca del Río Piura” de 1994 y el de TAHAL ASCOSES, “Estudios Estratigráficos de la Cuenca del Alto Piura de 1988., pocos a comparación

del Medio Piura donde se han realizado varios por pertenecer, este último, al metalotecto de Lancones.

Desde el punto de vista hidrológico e isotópico cabe mencionar el realizado por la Universidad de Piura en el año 2005 “Hidrología Isotópica para Optimizar la Gestión de los Recursos Hídricos en el Norte del Perú: El Acuífero del Alto Piura – Perú” (Benavent, I., et al., 2005), este tenía como objetivo establecer un modelo numérico del comportamiento del acuífero pero finalmente sólo estableció un modelo conceptual; de la circulación del agua subterránea; preliminar y estableció las pautas para su culminación.

1.2 Generalidades de la Zona de Estudio

1.2.1 Ubicación y accesibilidad

El área de estudio abarca la “subcuenca Chulucanas” que comprende las localidades de Paccha, Sol Sol, Yapatera y Chulucanas ubicados en el distrito de Chulucanas en la provincia de Morropón Chulucanas departamento de Piura. La coordenada UTM (WGS84 – Zona 17S) del punto central de referencia del área de estudio son 593 676 m E y 9 442 211 m S.

Desde la ciudad de Lima, al área de estudio se puede acceder según las siguientes rutas (Cuadro 1.1, Figuras 1.1 y 1.2):

Cuadro 1.1: Vía de acceso al área de estudio

Ruta	Distancia (km)	Tipo de Vía	Tiempo (min)
Lima – Piura	812	Aérea	45
Piura – Chulucanas	55	Asfaltada	40
Chulucanas – Yapatera	5	Asfaltada	10
Chulucanas – Paccha	10.7	Asfaltada	20
Total	872.7		115

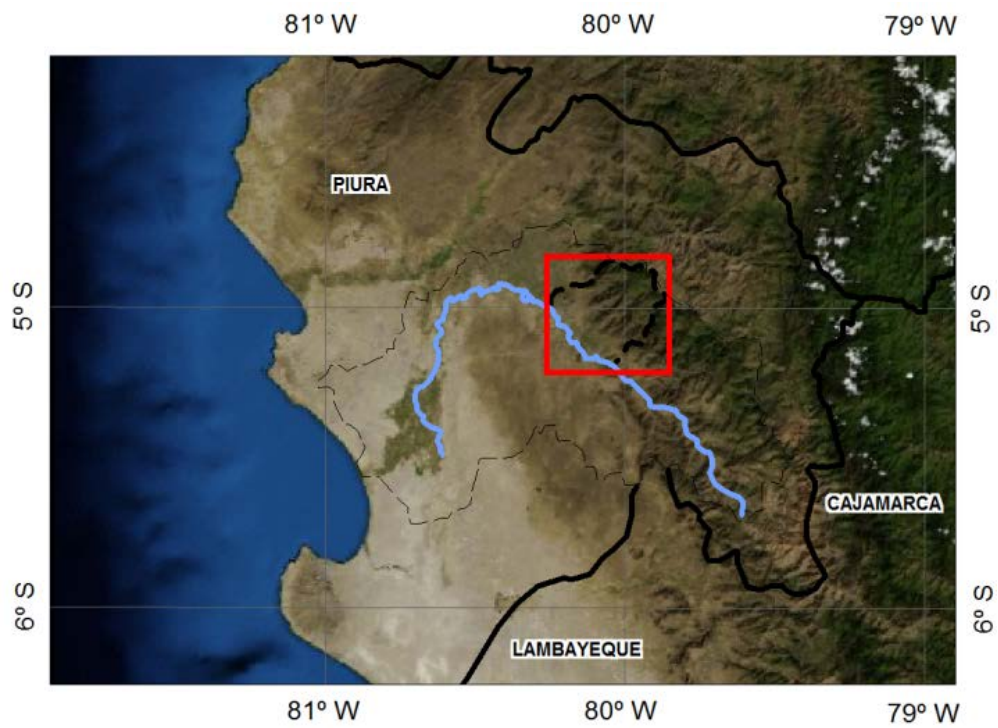


Figura 1.1: Ubicación del área de estudio (Fuente: Google Earth)

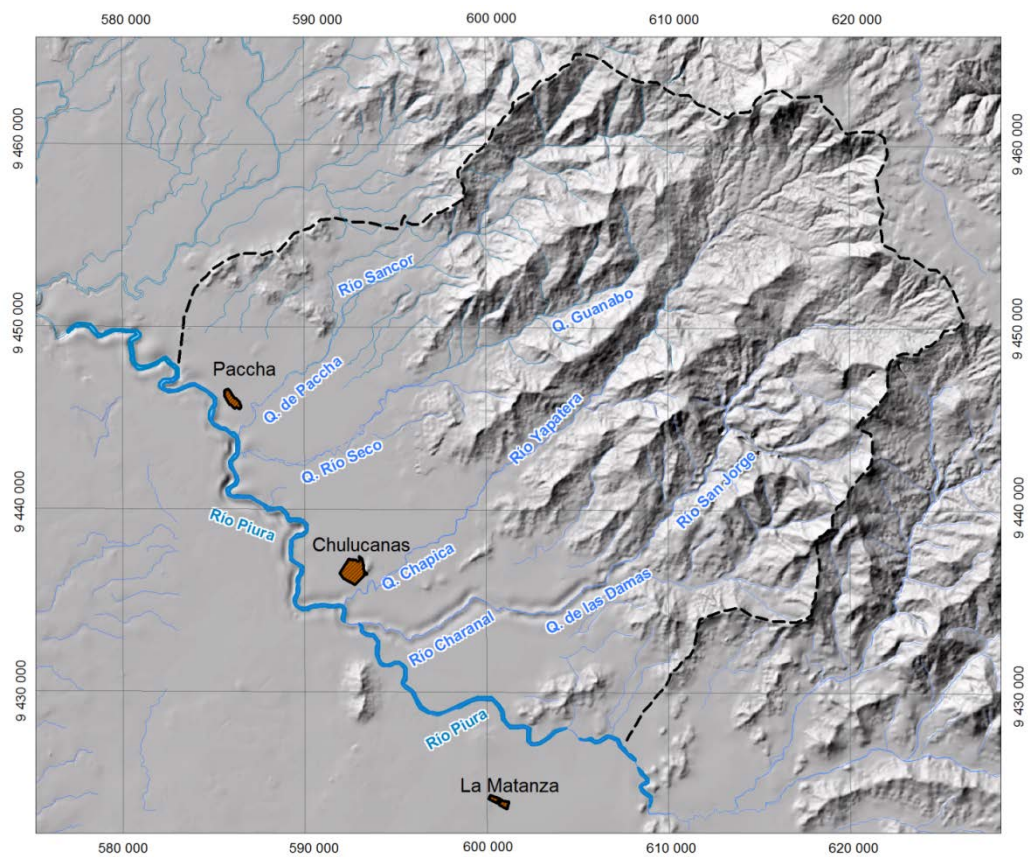


Figura 1.2: Delimitación de la subcuenca Chulucanas (Elaboración Propia)

1.2.2 Climatología

La zona de estudio al ubicarse próxima a la línea ecuatorial (ver Figura 1.2) y la influencia que ejercen sobre esta los desiertos costeros y la corriente de El Niño determinan regionalmente un clima sub tropical en la costa, con temperaturas medias anuales de 21° en Chulucanas, 25°C en Piura y superiores en la zona de Talara.

El clima de valle del Alto Piura donde se ubica la subcuenca Chulucana es seco cálido, donde el cambio térmico a invierno no es muy definido y no presenta lluvias en invierno.

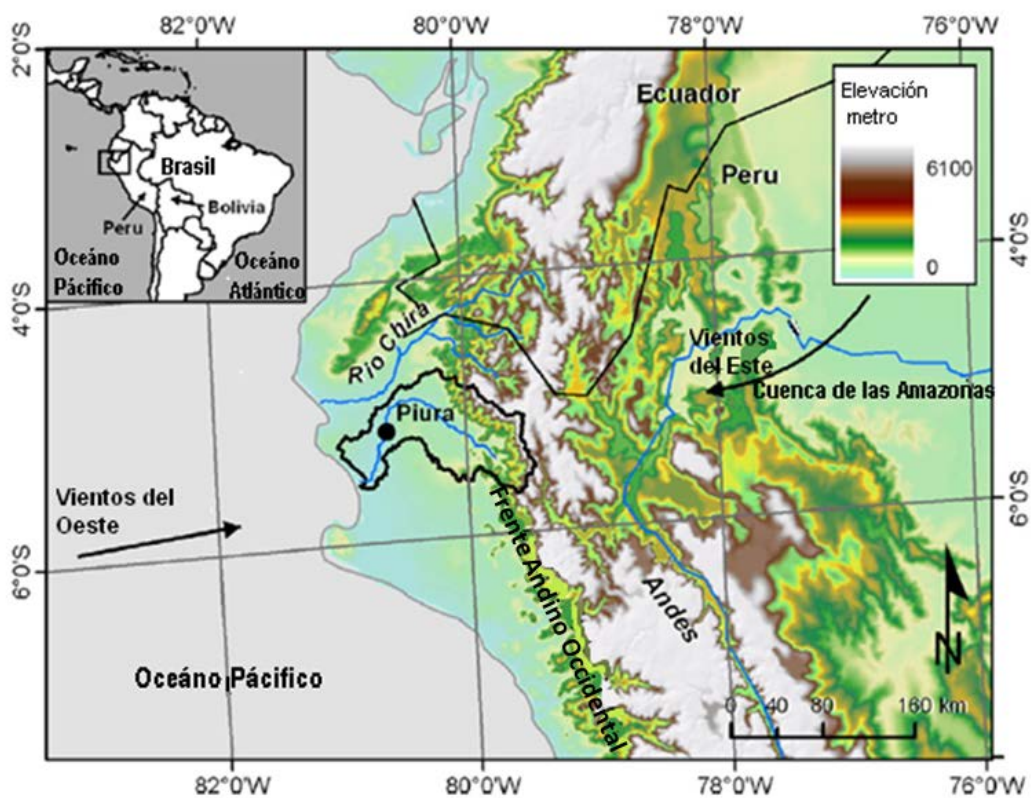
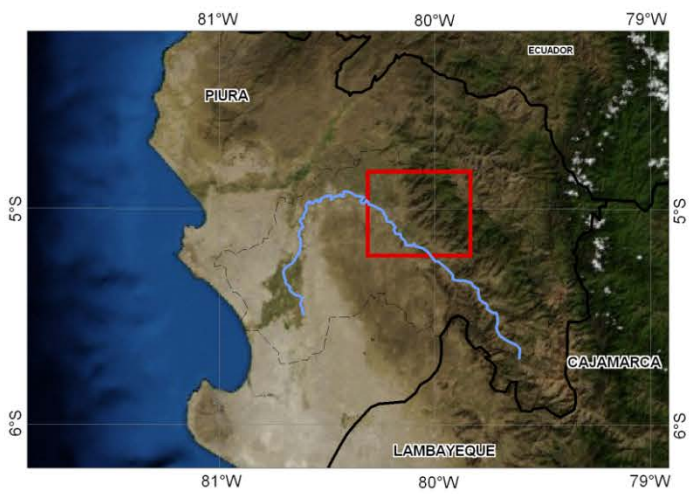
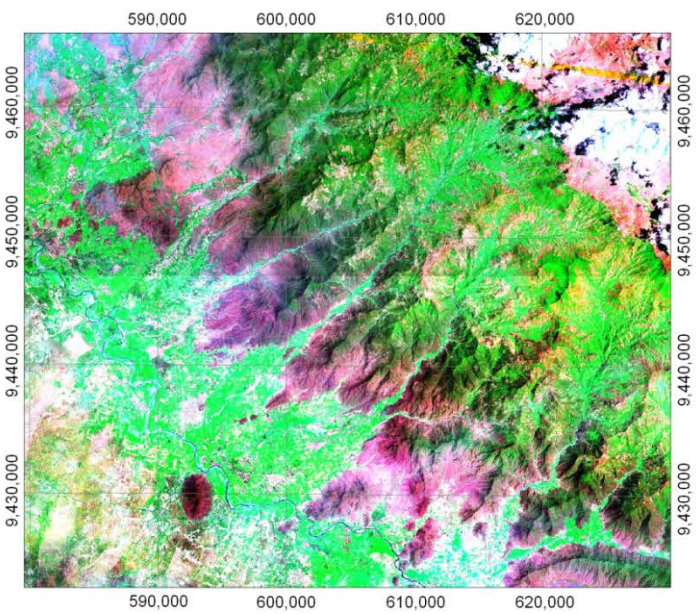
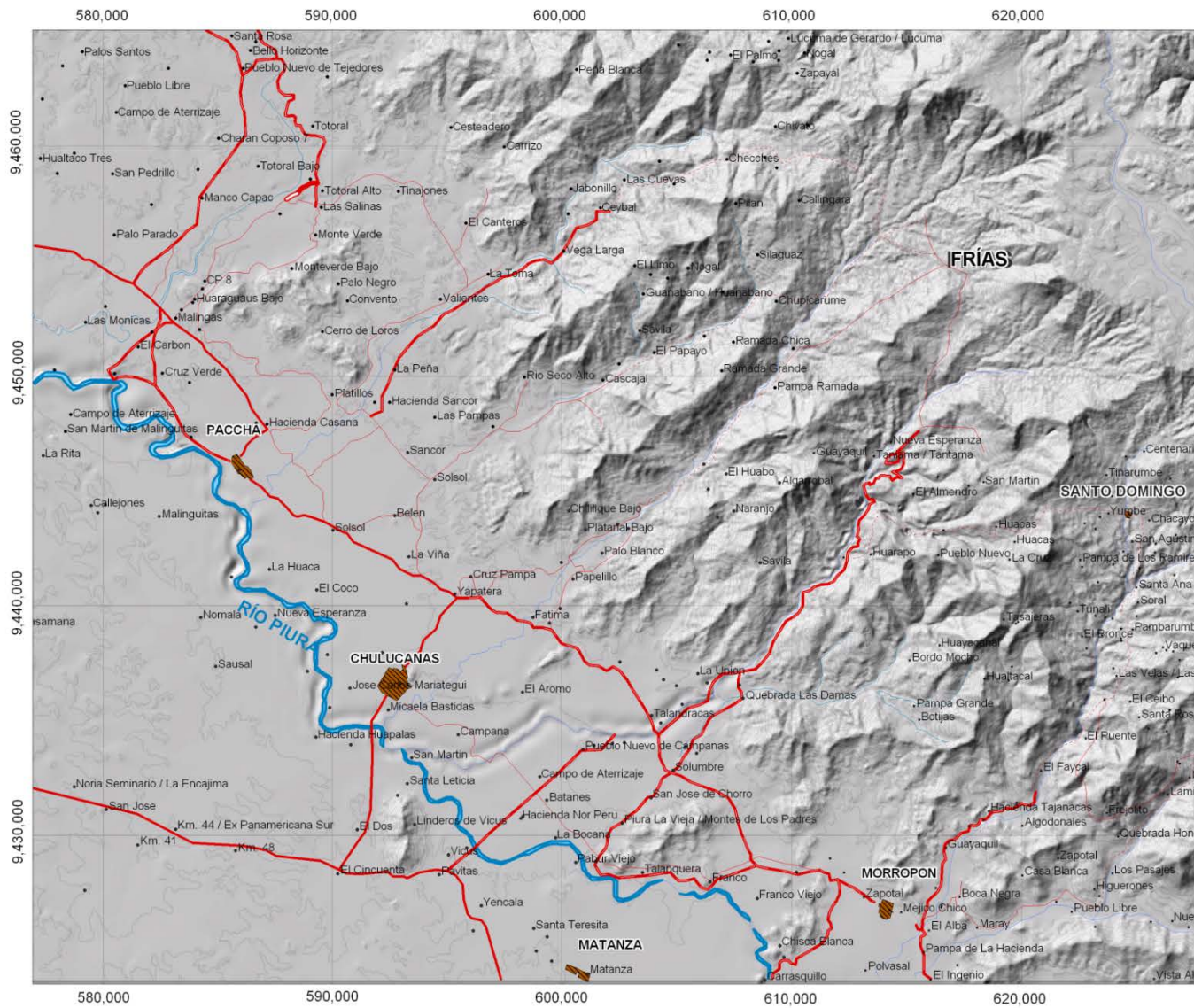


Figura 1.2: Localización de la cuenca del río Piura.



CENTROS POBLADOS

-  Perímetro Urbano
-  Centro Poblado

RED VIAL

-  Carretera asfaltada
-  Trocha carrozable
-  Carretera sin asfaltar
-  Sendero

RED HIDROGRÁFICA Y TOPOGRAFÍA

-  Río
-  Quebrada
-  Curvas de nivel



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

MAPA DE UBICACIÓN

Escala: Gráfica

Datum: UTM WGS84 17S

Fecha:

Elaborado por:
Edman Blas

Capítulo 2

HIDROLOGÍA

En este capítulo se discuten los principales antecedentes hidrológicos del área de estudio obtenidos a partir de la información bibliográfica recopilada de diferentes trabajos hidrológicos y ambientales realizados en la cuenca del Alto Piura, información meteorológica proporcionada por el SENAMHI y observaciones hechas por el autor durante el desarrollo de la investigación.

El objetivo principal de este capítulo es el de obtener a partir de la información recolectada los valores de los parámetros necesarios para realizar el balance hídrico de la cuenca en estudio (subcuenca Chulucanas).

El río Piura nace de las confluencias de los ríos Bigote y Canchaque, posteriormente recibe aportes de subcuencas que se ubican sobre su margen derecha, siendo una de estas la que es objeto de estudio, y sobre lo que representa la Cordillera Occidental y sus estribaciones.

La denominada subcuenca Chulucanas está conformada por cuatro subcuencas de orden inferior: Río Las Damas - Charanal, Río Yapatera, Río Seco y Río Sancor; todas drenan a la cuenca principal del río Piura.

Trabajos previos

A nivel regional se han desarrollado diferentes trabajos tales como El Proyecto Especial Chira-Piura, aunque esta abarque dos grandes cuencas es una buena fuente de información para el área de estudio; informes sobre inventarios de agua superficial y subterránea del INRENA, como el “Diagnóstico del Aprovechamiento de aguas subterráneas del Valle de Alto Piura”; boletines informativos del SENAMHI, así como estudios promovidos por el

ANA y la Universidad de Piura. El Gobierno Regional de Piura realiza convenios con diferentes instituciones nacionales e internacionales, que promueven el desarrollo de investigaciones de diferente índole en el área de estudio y que han servido en parte para el desarrollo de este capítulo.

2.1 Análisis de datos de precipitación

La cuenca de estudio consta de 4 subcuencas, la del río Yapatera, la de Río Seco, la del río Sancor y la del río Charanal, las precipitaciones ocurren en todas las partes de esta cuenca y se producen en verano, entre los meses de diciembre y marzo.

Para la determinación de la precipitación media se utilizó la información anual de 8 estaciones meteorológicas, Morropón, Chulucanas, Hacienda Bigote, Chalaco, Santo Domingo, San Pedro, Malacasi y Huarmaca, (ver Cuadro 2.1) ubicadas en la cuenca de estudio y que ha sido proporcionada por el Servicio Nacional de Meteorología (SENAMHI) para los últimos 20 años (1991-2011).

2.1.1 Completación de datos faltantes

Esto se puede realizar estableciendo una correlación entre una estación incompleta y otra estación completa próxima. Se establece la correlación utilizando los años comunes entre dos estaciones, y con la ecuación obtenida se estiman los datos que faltan a partir de los datos de la estación que se tiene (Figura 2.1). Se ha podido determinar la relación existente entre las estaciones de estudio, que ayudaron para hacer la completación de los datos faltantes, y así homogenizar la serie de datos a un periodo de 20 años.

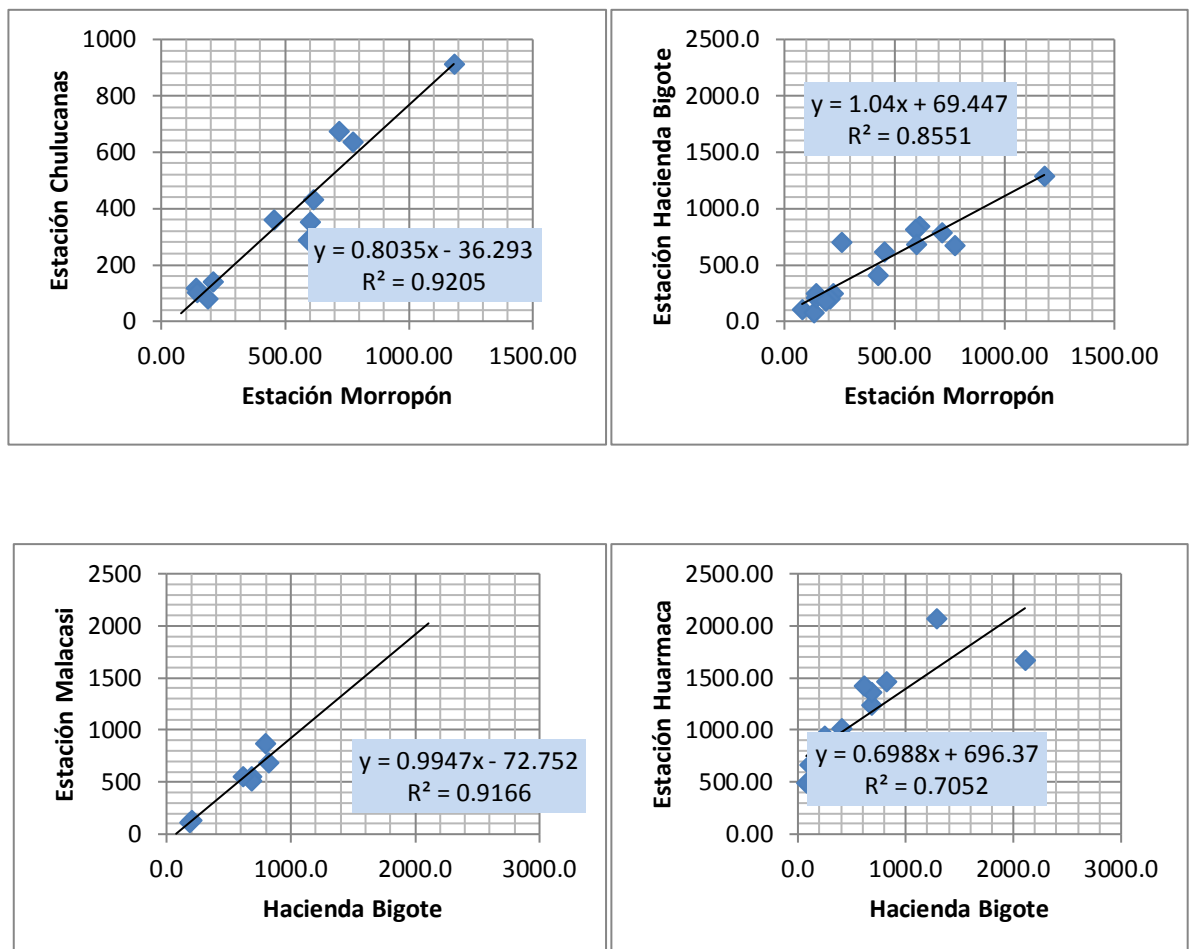
2.1.2 Análisis de consistencia

Si las condiciones del entorno de las estaciones han cambiado durante el periodo de registros, puede haber inconsistencias en los datos de lluvia.

Análisis Doble Masa

El diagrama de doble masa se obtiene llevando en el eje de las ordenadas los valores acumulados de la estación en estudio y los valores acumulados del promedio de varias estaciones al eje de las abscisas. Cuando se traza la curva, no se consideran para el análisis aquellos quiebres que persisten por más de cinco años.

En la Figura 2.2 se muestra el diagrama de doble masa para las estaciones de Chulucanas, Morropón, San Pedro, Chalaco, Santo Domingo, Malacasí, Huarmaca y la Hacienda Bigote, donde se aprecia que ninguno de los quiebres persiste por más de cinco años, se considera que los quiebres cortos se deben simplemente a la variabilidad de los datos meteorológicos (Chereque, W., 1989).



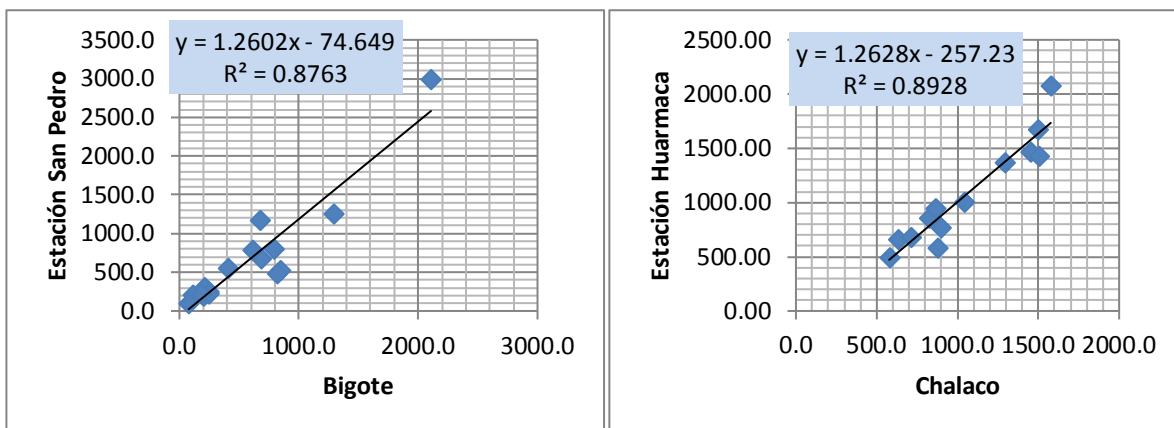


Figura 2.1: Relación de precipitación entre las diferentes estaciones hidrometeorológicas, en los ejes x e y se presentan las precipitaciones registradas en las estaciones comparadas en mm y el R2 representa el error mínimo cuadrado (Fuente: Elaboración Propia)

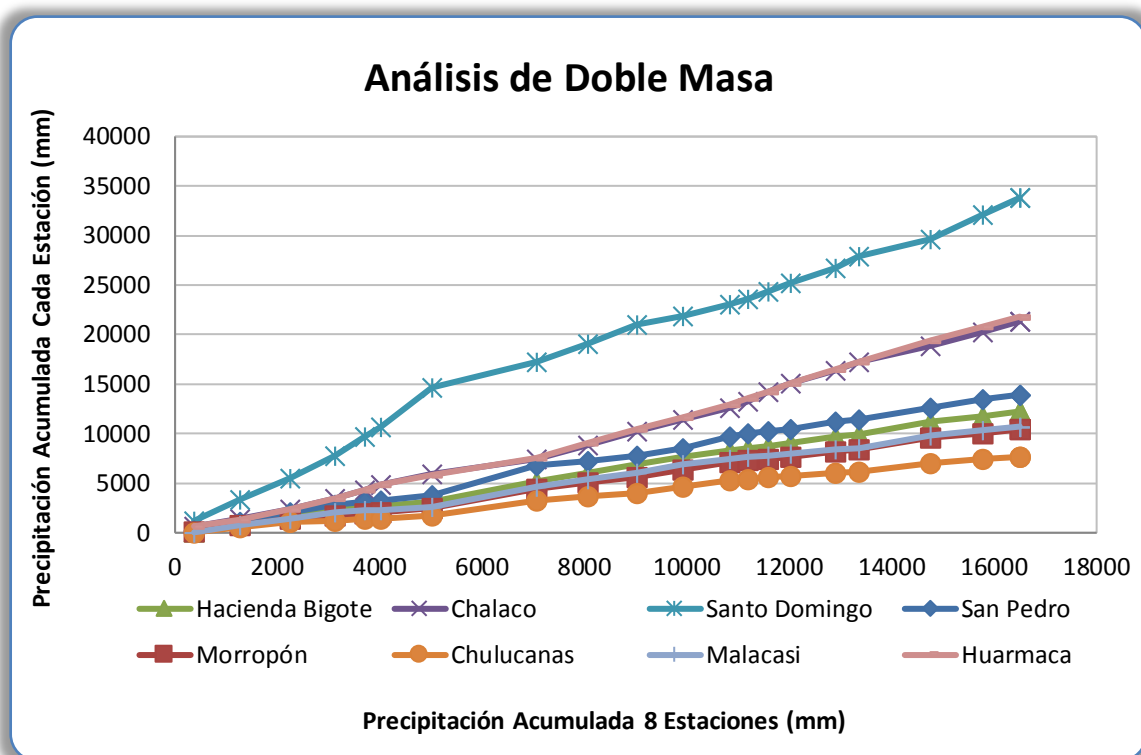


Figura 2.2: Diagrama de doble masa para las estaciones de estudio (Fuente: Elaboración propia)

2.1.3 Precipitación Media

La precipitación media anual es el promedio de agua que cae durante un año en una cuenca, los métodos para calcularlo son diversos los más conocidos son el de isoyetas, Thiessen y Thiessen modificado (Knodel, K., et al., 2007). En el área de estudio se usó el método de las isoyetas. El objetivo en el cálculo de la precipitación media es el de hallar el volumen de agua caído en la superficie de la cuenca.

Si las estaciones pluviométricas estuvieran distribuidas homogéneamente bastaría con realizar un promedio aritmético de todas las estaciones en estudio para calcular la precipitación media, sin embargo esto no ocurre así por eso se optó por calcularlo por el método de las isoyetas (ver Cuadro 2.3), donde se obtuvo un valor de 877.8 mm.

Cuadro 2.1: Red de estaciones meteorológicas en la cuenca del Alto Piura.

Estación	Ubicación Política			Coordenadas Geográficas		Altitud (msnm)	Fuente	Años de Registro	Parámetros
	Departamento	Provincia	Distrito	Latitud	Longitud				
Morropón	Piura	Morropón	Morropón	- 05°11'	- 79°59'	140	SENAMHI	1991-2011	P - T
Chulucanas	Piura	Morropón	Chulucanas	- 05°06'	- 80°10'	90	SENAMHI	1999-2010	P - T
Hacienda Bigote	Piura	Morropón	San Juan de Bigote	- 05°20'	- 79°47'	480	SENAMHI	1991-2011	P
Chalaco	Piura	Morropón	Chalaco	- 05°02'	- 79°49'	1640	SENAMHI	1991-2009	P - T
Santo Domingo	Piura	Morropón	Santo Domingo	- 05°02'	- 79°53'	1475	SENAMHI	1991-2009	P - T
San Pedro	Piura	Morropón	Chulucanas	- 05°05'	- 80°02'	320	SENAMHI	1991-2009	P
Malacasi	Piura	Morropón	Salitral	- 05°19'	- 79°53'	128	SENAMHI	2000-2002	P - T
Huarmaca	Piura	Huancabamba	Huarmaca	- 05°34'	- 79°31'	2240	SENAMHI	1991-2011	P - T

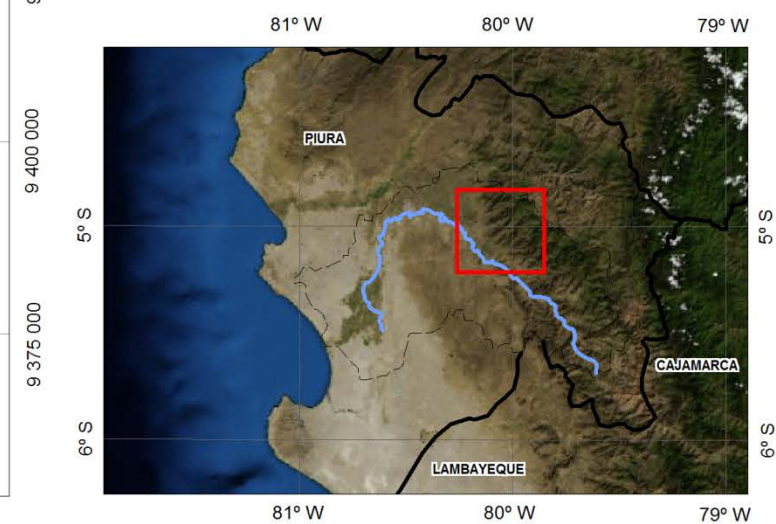
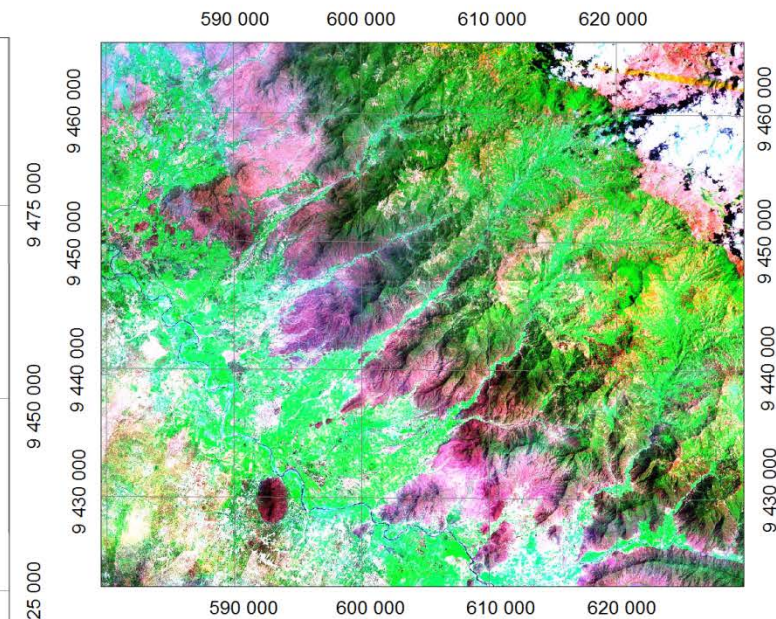
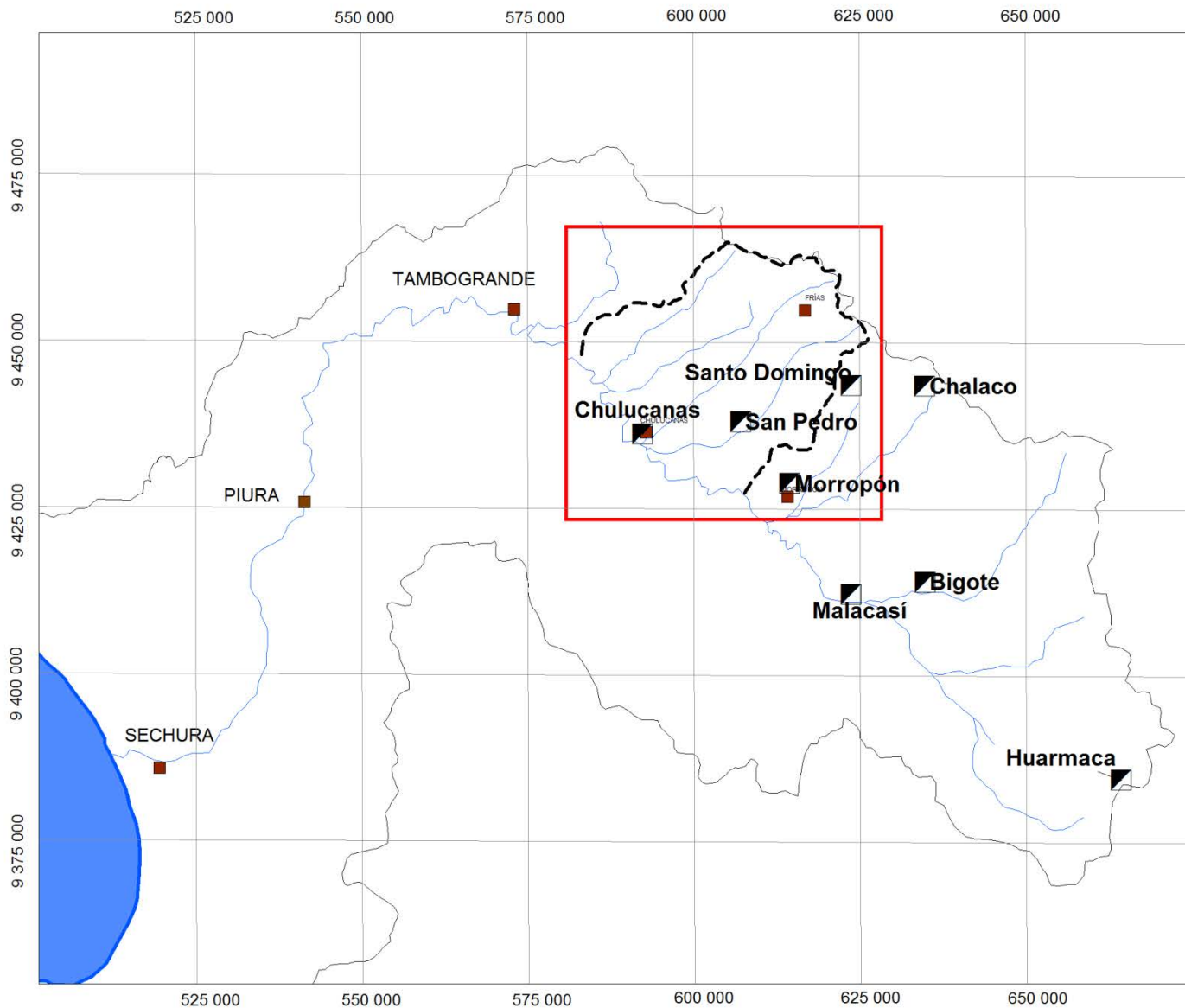
Leyenda:

P: Precipitación




T: Temperatura

*Sistema de Coordenadas UTM WGS 84 Zona 17S

Fuente: SENAMHI, Elaboración Propia.



LEYENDA Y SIMBOLOGÍA

-  Ríos
-  Ciudad
-  Área de Estudio
-  Límite de Subcuenca
-  Estación Meteorológica



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

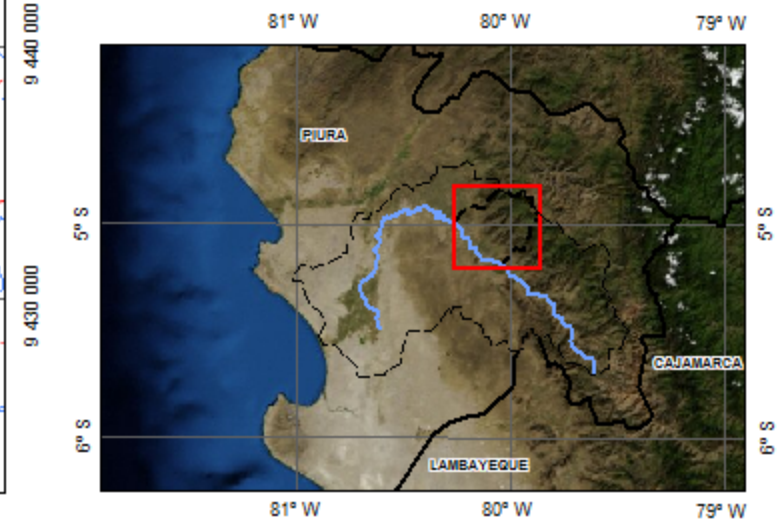
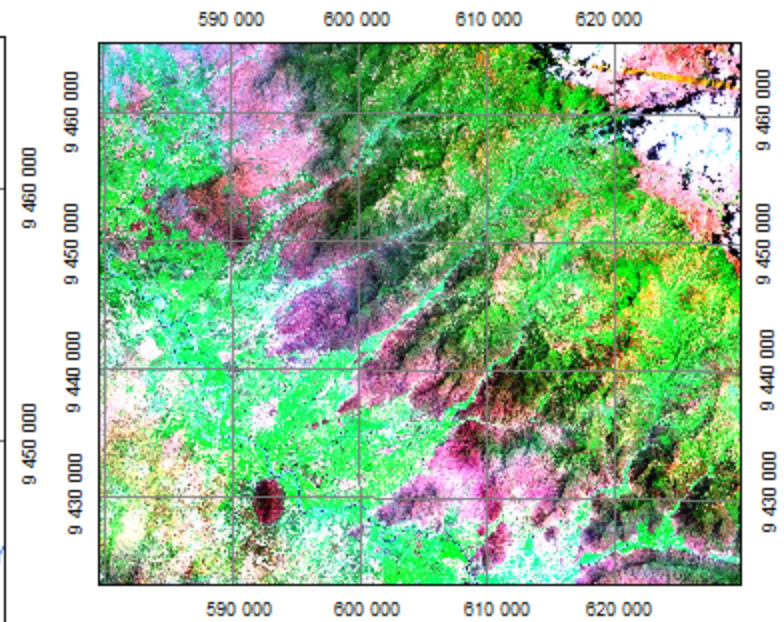
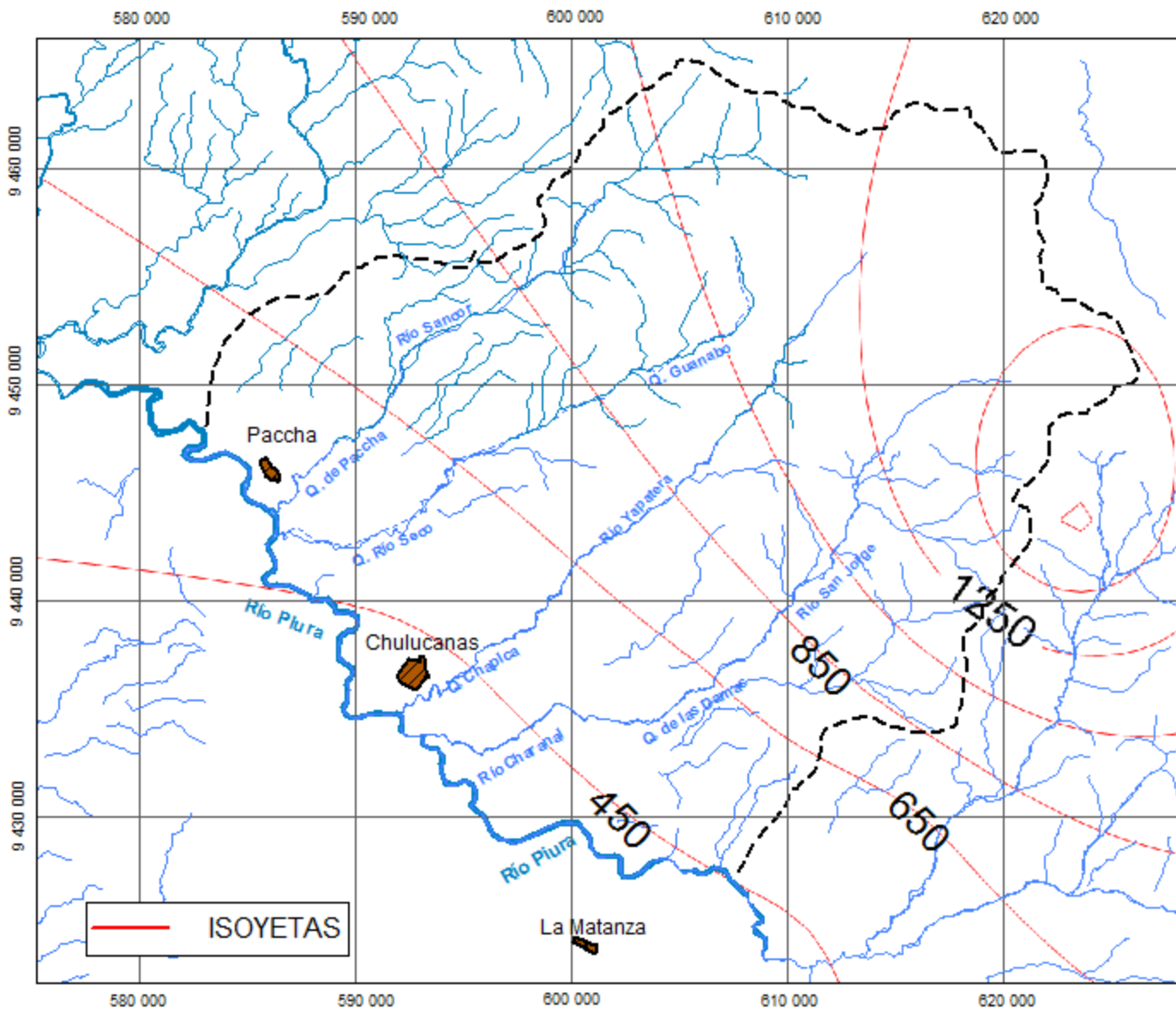
UBICACIÓN DE ESTACIONES METEOROLÓGICAS

Escala: Gráfica	Elaborado por: EDMAN BLAS
Datum: UTM WGS84 17S	
Fuente: SENAMHI	

Cuadro 2.2: Valores de precipitación media anual (prcp) y temperatura media anual (T. Md) proporcionados por el SENAMHI.

Estación	Morropón		Chulucanas		Hacienda Bigote		Chalaco		Santo Domingo		San Pedro		Malacasí		Huarmaca	
	Año	Prcp.	T. Md.	Prcp.	T. Md	Prcp.	T. Md	Prcp.	T. Md	Prcp.	T. Md	Prcp.	T. Md	Prcp.	T. Md	Prcp.
1991	80.2	26.0			110.9		630.1		1204.0		209.8				665.8	15.1
1992	S/D	25.3			787.1		755.3		2123.3		S/D				S/D	15.3
1993	S/D	26.3			785.4		1037.9		2159.9						S/D	S/D
1994	259.1	25.1			701.3		1055.6		2306.4		S/D				S/D	15.8
1995	218.8	25.4			246.3		825.0		1903.8		250.3				855.2	15.2
1996	134.0	25.2	S/D	S/D	77.3		576.8		1008.7		98.2				493.7	15.1
1997	423.6	27.3	S/D	27.1	407.5		1039.0		4007.8		560.5				1011.7	15.6
1998	S/D	24.9	S/D	24.8	2107.4		1499.9		2552.6		2996.4		S/D		1672.6	16.1
1999	612.5	24.3	431.2	24.4	845.1		1399.6		1786.6		522.3		S/D		S/D	14.9
2000	594.4	24.7	287.9	24.7	818.4		1453.6		1997.1		491.0		692.3		1469.4	14.8
2001	717.0	24.9	676.5	24.2	792.7		1152.5		867.1	17.8	808.8		870.2		S/D	15.4
2002	773.3	25.3	639.3	24.8	679.2		S/D		1186.4	18.0	1176.0		553.7	25.6	1244.3	15.7
2003	141.9	25.7	120.5	25.1	212.8		708.9	15.1	533.2	18.1	306.5		S/D	25.7	679.7	15.2
2004	208.0	25.8	141.7	25.3	204.8		877.8	14.6	699.8	17.8	199.9		138.9	26.2	581.7	15.1
2005	143.7	25.2	104.1	25.1	248.8		862.9	15.1	842.7	17.9	224.3		S/D	25.6	945.8	15.3
2006	600.1	25.5	354.3	25.4	681.6		1290.6	15.1	1564.0	17.6	682.8		511.4	25.2	1367.7	15.5
2007	188.8	25.3	82.2	25.1	181.2		897.0	14.8	1174.7	17.1	224.5		118.6	25.2	767.0	15.2
2008	1181.2	24.9	913.4	24.4	1287.9		1576.7	14.1	S/D	16.8	1260.6		S/D	24.3	2074.9	14.7
2009	454.7	25.9	361.6	25.2	615.6		1504.4	14.6	2515.6	16.9	788.1		558.2	24.9	1425.7	15.5
2010	371.4	26.0	S/D	24.9	S/D		S/D	14.6	S/D	16.5	S/D		S/D	24.5	1036.0	15.4
2011	S/D	S/D	S/D	S/D	S/D		S/D	S/D			S/D		S/D	S/D	S/D	S/D

S/D: Sin dato



LEYENDA Y SIMOLOGÍA

- | | | | |
|---|------------------|---|-----------------------------------|
|  | Quebradas y Ríos |  | Límite de la Subcuenca de Estudio |
|  | Río Piura |  | Límite de Cuenca del Río Piura |
|  | Centro Poblado |  | Área de Estudio |



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

MAPA DE ISOYETAS DE LA CUENCA DE ESTUDIO

Escala: Gráfica

Datum: UTM WGS84 17S

Fuente: IGN

Elaborado por:
EDMAN BLAS

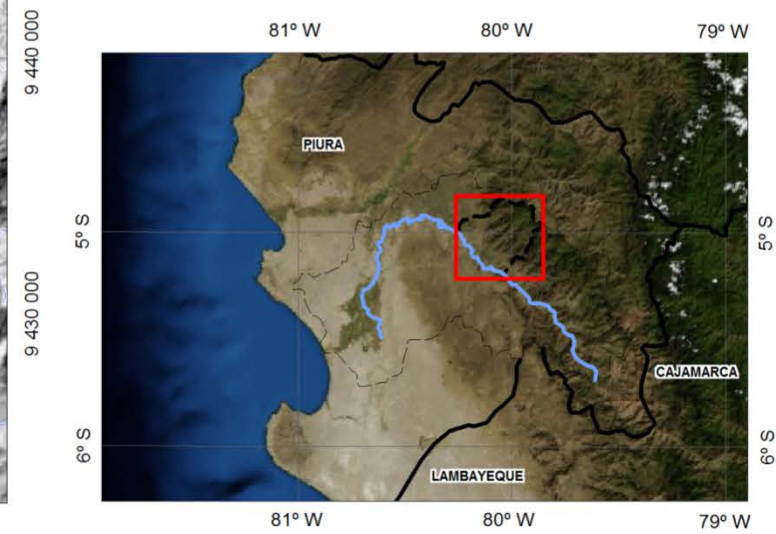
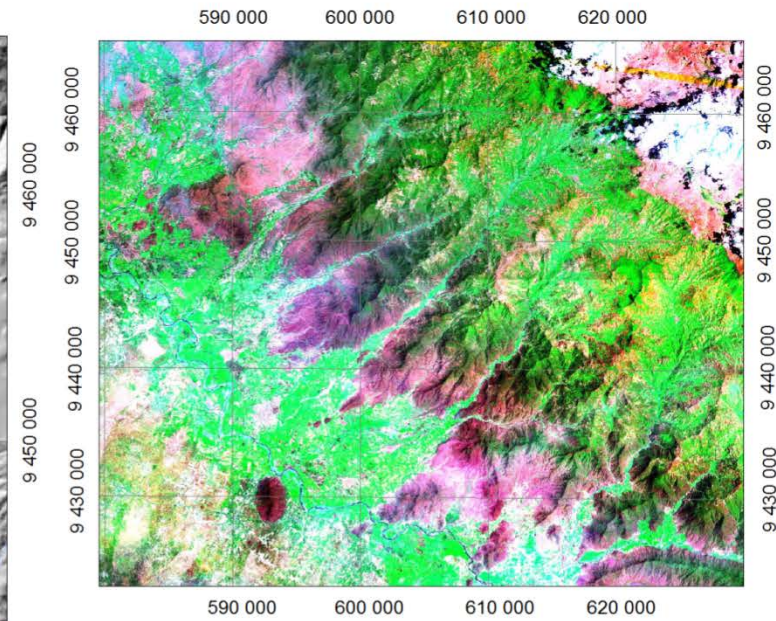
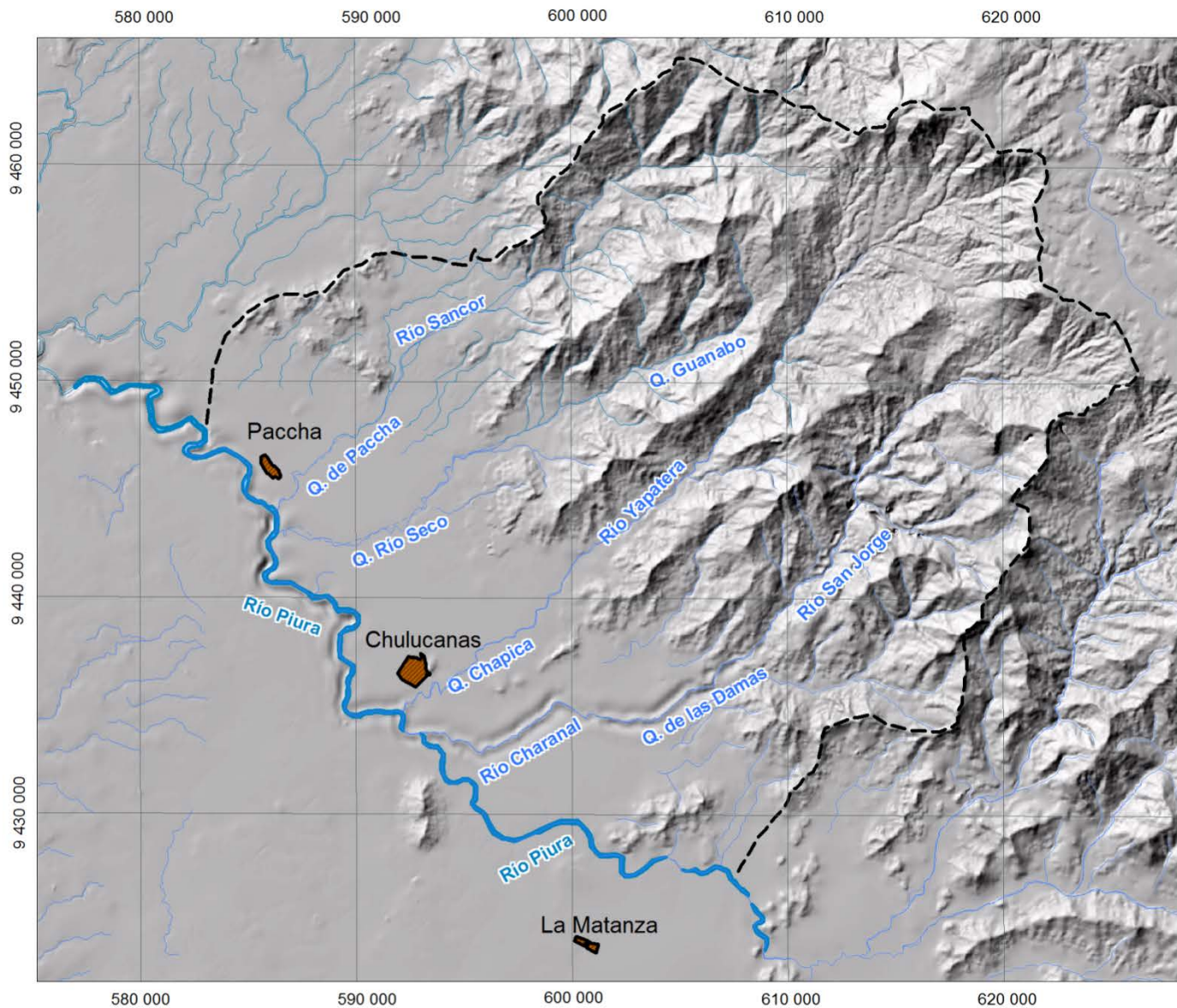
Cuadro 2.3: Cálculo de la precipitación media anual.

N°	Coordenadas UTM		Estación	Precip. Media Anual (mm)	Estación		
	Este	Norte			Isoyetas		
					Curva PP (mm)	Área (Km ²)	Precipitación (mm)
1			Morropón	522.038	450	186.6	82.6
2			Chulucanas	383.035	650	229.8	146.7
3			Hacienda Bigote	612.350	850	164.8	137.6
4			Chalaco	1067.300	1000	178.8	175.6
5			Santo Domingo	1690.765	1250	159.8	196.3
6			San Pedro	697.030	1450	95.8	136.5
7			Malacasi	536.071	1560	1.6	2.5
8			Huarmaca	1091.057			
Totales							877.8







Leyenda:

Curvas PP:

Elaboración Propia.



LEYENDA Y SIMOLOGÍA

- | | | | |
|---|------------------|---|-----------------------------------|
|  | Quebradas y Ríos |  | Limite de la Subcuenca de Estudio |
|  | Río Piura |  | Limite de Cuenca del Río Piura |
|  | Centro Poblado |  | Área de Estudio |



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

MAPA HIDROGRÁFICO DE LA SUBCUENCA DE ESTUDIO

Escala: Gráfica Datum: UTM WGS84 17S Fuente: IGN	Elaborado por: EDMAN BLAS
--	-------------------------------------

2.2 Temperatura

Para analizar este parámetro, se utilizó la información de registros de temperatura de las estaciones de Chulucanas, Morropón, Santo Domingo, Chalaco, San Pedro, Malacasí, Huarmaca y Hacienda Bigote.

La temperatura media anual en la zona de estudio es de 21°C, los meses de veranos son los que registran mayores temperaturas (33°C) y en los otros meses estos valores descienden relativamente (aún siguen siendo valores altos), esto debido a que el área de estudio se ubica en Zona Tropical.

2.3 Evapotranspiración

La evapotranspiración será calculada a partir de la fórmula de Turc, que fue establecida a partir de observaciones realizadas en 254 cuencas hidrográficas (Pérez, G., 2008). Esta fórmula permite el cálculo de la evapotranspiración a partir de los datos de precipitación media anual y temperatura media anual.

$$E = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{(300 + 25T + 0.05T^3)^2}}}$$

E = Evapotranspiración media anual en mm.

P = Precipitación media anual en mm.

T = Temperatura media anual en °C

En el área de estudio se ha determinado una evapotranspiración media anual de 473 mm.

2.4 Escorrentía Superficial

A partir de la información proporcionada por el SENAMHI se sabe que en la estación de Piura el caudal que presenta el río Piura es de 64.17 m³/s (ver Cuadro 2.3), y por una relación de áreas se ha calculado un volumen de salida de agua superficial para la cuenca de estudio de 8.04 m³/s (ver Cuadro 2.4), que representa un volumen anual de 253.6 MMC expresado en milímetros como 249 mm.

Para la descripción de la escorrentía en las subcuencas de estudio se ha considerado los valores de descargas de anual de la estación Piura, y luego por una relación de áreas se determinó los valores de escorrentía.

Cuadro 2.3: Valor de la descarga media anual del río Piura.

Periodo	Descarga Media Anual Estación Piura
1990-2008	64.17 m ³ /s

Fuente: SENAMHI

Cuadro 2.4: Valor de la descarga media anual subcuenca Chulucanas.

Periodo	Descarga Media Anual Calculada
1990-2008	8.04 m ³ /s

Fuente: SENAMHI

La denominada subcuenca Chulucanas está conformada por cuatro subcuencas de orden inferior: Río Las Damas - Charanal, Río Yapatera, Río Seco y Río Sancor; todas drenan a la cuenca principal del Río Piura. Breves características de estas cuencas se describen a continuación:

2.4.1 Subcuenca del Río Las Damas, Charanal

La sub cuenca de Charanal, también denominada Las Damas - Charanal, debido a que antes de desembocar al río Piura se tiende a unir con el río las Damas, abarca los distritos de Frías, Santo Domingo y Chulucanas. El río Charanal nace en la localidad de Quinchayo. Cuenta con una estación limnigráfica en San Pedro, que mide las descargas de un área de precipitación de 200 km².

Según la Autoridad Nacional del agua esta subcuenca, en base al registro histórico, tiene un módulo anual de $1.83 \text{ m}^3/\text{s}$ y que el 79% del volumen total se presenta en el periodo febrero-mayo. El volumen anual promedio es de 57.7 MMC.

2.4.2 Subcuenca del Río Yapatera

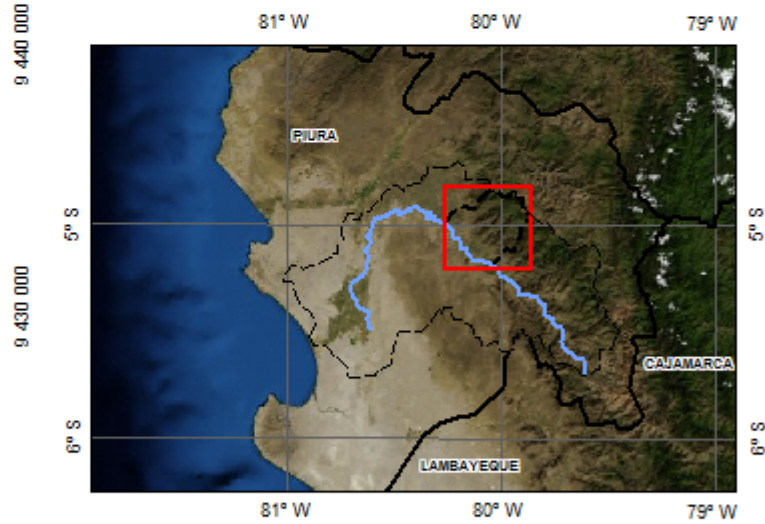
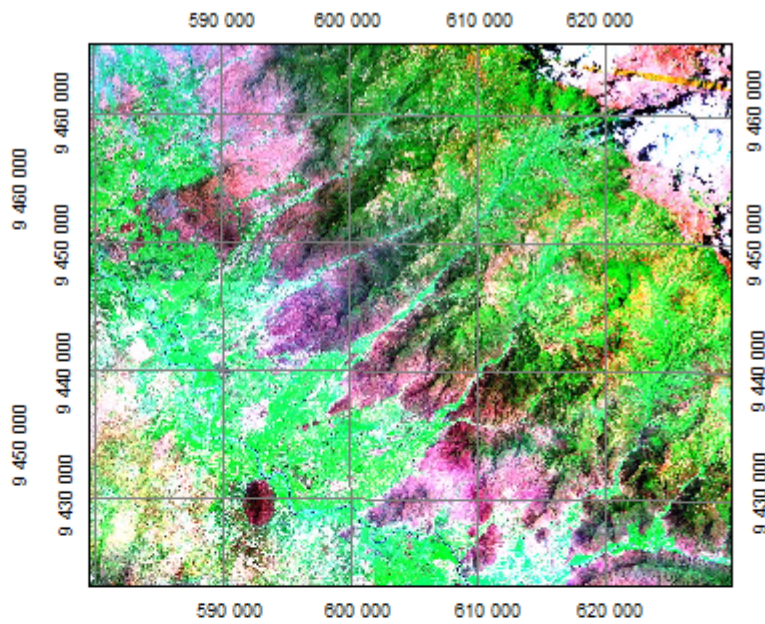
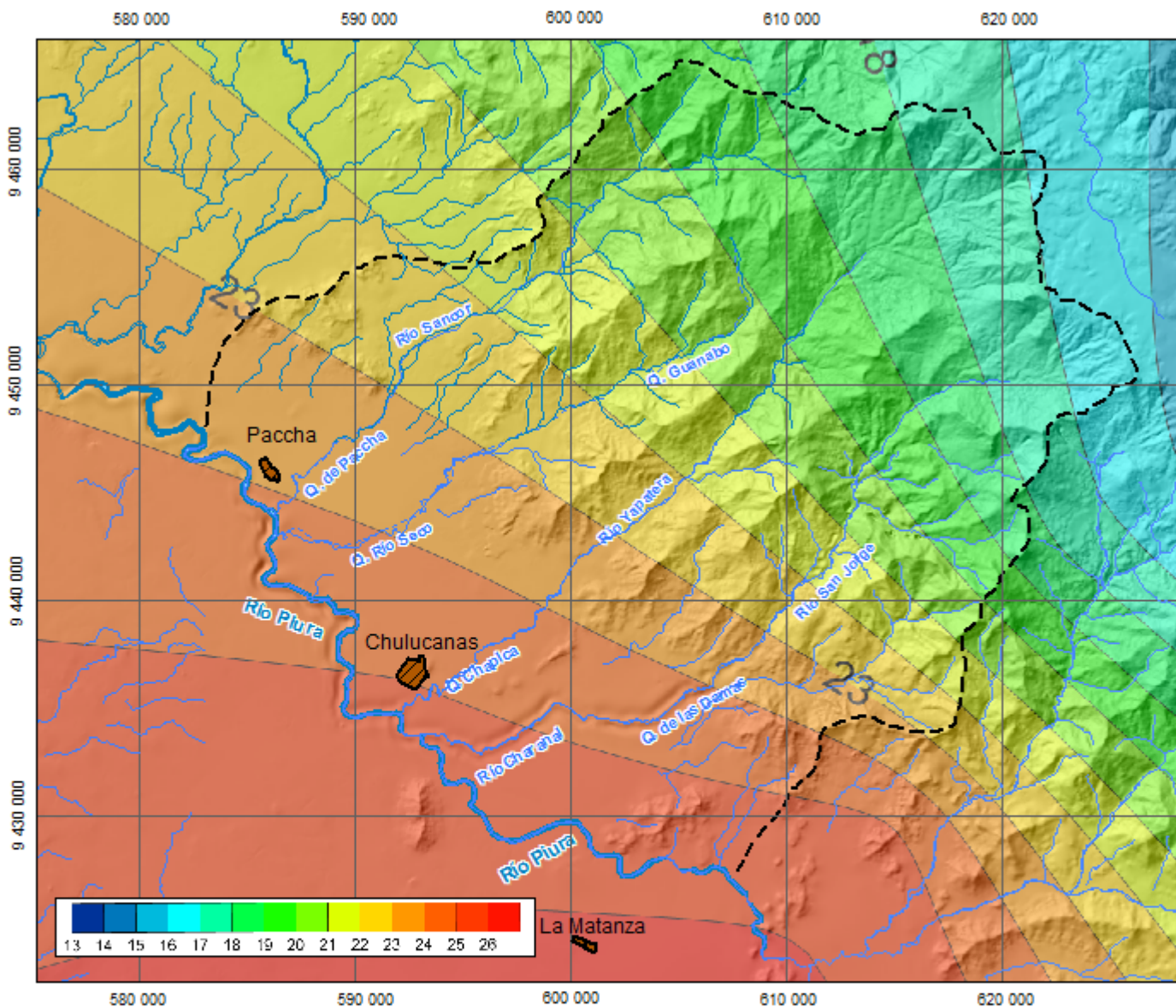
A través de esta discurre el río que pasa por la ciudad de Chulucanas, la estación limnigráfica que mide sus descargas se denomina Chillique, ubicada a 299 msnm, y con una cuenca de recepción de 165 km^2 , su módulo anual es de $2.10 \text{ m}^3/\text{s}$ equivalentes a 66.2 MMC/año, y al igual que los otros tributarios.

2.4.3 Subcuenca del Río Seco







Sobre esta discurre el río que pasa por la localidad de Sol Sol, y tiene un área aproximada de 157.6 Km^2 , se calcula a partir de las descargas de las otras subcuencas y en función a su área que presenta una descarga de $1.26 \text{ m}^3/\text{s}$.


2.4.4 Subcuenca del Río Sancor

Abarca las localidades de Frías y Chulucanas y desemboca en el poblado de Paccha. Al no poseer estación hidrométrica, se ha calculado el valor de descarga para esta quebrada una relación con la subcuenca Yapatera (debido a su cercanía) en función a las áreas obteniéndose para esta un módulo anual de $0.47 \text{ m}^3/\text{s}$.



LEYENDA Y SIMOLOGÍA

	Quebradas y Ríos		Límite de la Subcuenca de Estudio
	Río Piura		Límite de Cuenca del Río Piura
	Centro Poblado		Área de Estudio

	
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA	
MAPA DE TEMPERATURAS MEDIAS ANUALES	
Escala: Gráfica Datum: UTM WGS84 17S Fuente: SENAMHI	Elaborado por: EDMAN BLAS

Capítulo 3

GEOLOGÍA

En este capítulo se describen los principales antecedentes geológicos del área de estudio obtenidos a partir de la información bibliográfica recopilada de diferentes trabajos geológicos y ambientales realizados en la cuenca del Alto Piura y observaciones hechas por el autor durante el desarrollo de la investigación. El Valle del Alto Piura se ubica en la parte norte de la vertiente del Pacífico Occidental en el departamento de Piura, con una topografía que se extiende desde los 200 m.s.n.m. a los 3 600 m.s.n.m. La cuenca del Alto Piura está conformada por rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas con un rango comprendido entre el Pre-cambriano y el Cuaternario. Las formaciones Yapatera y Tambogrande son clásticas lo que favorece el flujo de las aguas subterráneas, en el área de estudio los Volcánicos La Bocana son aglomerados que superficialmente presentan mucho fracturamiento lo que también favorece el flujo de aguas subterráneas, y finalmente las unidades ígneas cretácicas superficialmente presentan alteración lo que permite el flujo de agua subterránea aunque de una manera más lenta que las otras rocas. El área de estudio está ubicada en una posición, que desde el punto de vista de dominios estructurales corresponde al límite entre el dominio de la cuenca Lancones y el dominio del complejo de Olmos. Desde una perspectiva más amplia correspondería a la zona de transición de Los Andes Centrales a Los Andes del Norte, transición que es marcada por la deflexión de Huancabamba.

Estudios geológicos previos

Son pocos los estudios geológicos realizados en la región norte del Perú, que traten específicamente del área de estudio o parte de esta. Sin embargo, no ocurre lo mismo en la parte noroccidental del área de estudio, donde se ubica la cuenca Lancones, que ha sido y seguirá siendo objeto de muchos estudios, de estos caben mencionar los más recientes realizados por Tegart (2000, 2004) y Winter (2003, 2008). Actualmente el INGEMMET viene realizando estudios en el norte del país, todos por el marco del proyecto GR-9:

“Geología de la frontera con Ecuador: noroeste peruano y su relación con los recursos minerales”.

El primer estudio geológico del área en investigación fue realizado por el INGEMMET en "Geología de los cuadrángulos de: Las Playas, La tina, Las Lomas, Ayabaca, San Antonio, Chulucanas, Morropón, Huancabamba, Olmos y Pomahuaca" por L. Reyes y J. Caldas (1987). El consorcio TAHAL ASCOSES, realizó los “Estudios Estratigráficos de la Cuenca del Alto Piura” (1988). Posteriormente el INGEMMET publicaría el “Estudio Geodinámico de la Cuenca del Río Piura” por A. Guzmán (1994).

3.1 Geomorfología

3.1.1 Unidades Geomorfológicas

En el cuadrángulo de las Lomas (10c), el INGEMMET, identifica cuatro unidades geomorfológicas, que se hacen extensivas a los cuadrángulos que forman parte de este estudio. Las unidades identificadas son: La Cordillera Occidental, Lomas, Valles o Depresiones y Planicies. En el estudio regional de la “Geodinámica de la Cuenca del Río Piura”, se reconocen, para el área de estudio, las unidades de Depresión Parandina, Estribaciones del Frente Andino y Frente Andino.

Cordillera Occidental

Conformada por afloramientos de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias en la margen derecha del río Piura que van desde los 300 hasta 3900 m.s.n.m., y están en contacto discordante con los depósitos cuaternarios, conformados por depósitos fluviales, fluvioaluvionales, coluviales y eólicos.

En esta zona; que en el área de estudio abarca una extensión aproximada de 587 km²; no solo existe flujo superficial que da origen a los ríos Yapatera y Sancor, sino también flujo subterráneo que da origen a manantiales. Este flujo subterráneo se da, en el caso de las rocas volcánicas, en un medio fracturado. La fuerte incisión que ha sufrido esta área ha generado valles profundos (véase Figura 3.2B).

Lomas

Formado por elevaciones sobre las planicies y valles, en el área de estudio están conformadas por rocas volcánicas de la Formación La Bocana, sedimentarias de la Formación Yapatera (véase Figura 3.2C) y finalmente por rocas intrusivas de la Superunidad Malingas (véase Figura 3.1).

Valles o Depresiones

Esta unidad está representada por el valle del río Piura, que está relleno por material fluvioaluvial. Hacia el noreste limita con la Cordillera Occidental y hacia el suroeste con la unidad de planicies (depósitos eólicos), está conformada por los depósitos fluviales y aluviales que han relleno las quebradas de los ríos Charanal, Yapatera, Río Seco y Sancor, así como los depósitos fluviales y aluviales del río Piura (véase Figura 3.2^a), hacia el límite con la Cordillera Occidental se ha encontrado afloramientos de agua subterránea.

Planicies

Conformado por material eólico y ubicado al noroeste y oeste del área de estudio. Los cursos de agua que pasan sobre esta unidad y que derivan en el río Piura se encuentran por debajo de esta unidad de uno a cinco metros.

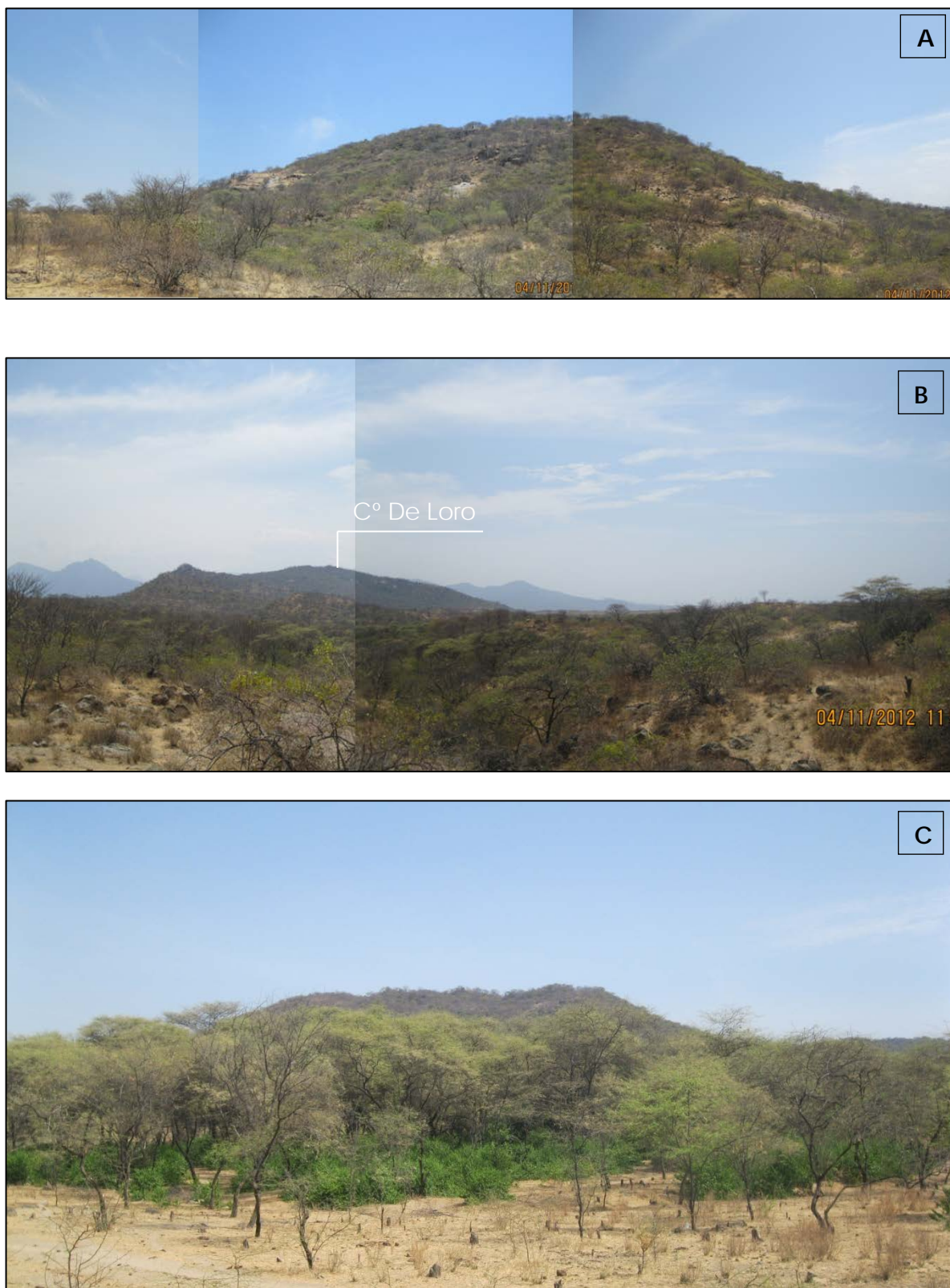


Figura 3.1: A. Vista panorámica del Cerro Malingas. B. Vista panorámica del Cerro De Loro. C. Vista panorámica del cerro Román. Estos cerros conforman la unidad geomorfológica de Lomas, sobre rocas ígneas intrusivas, pertenecientes a la unidad de Malingas (dioritas).

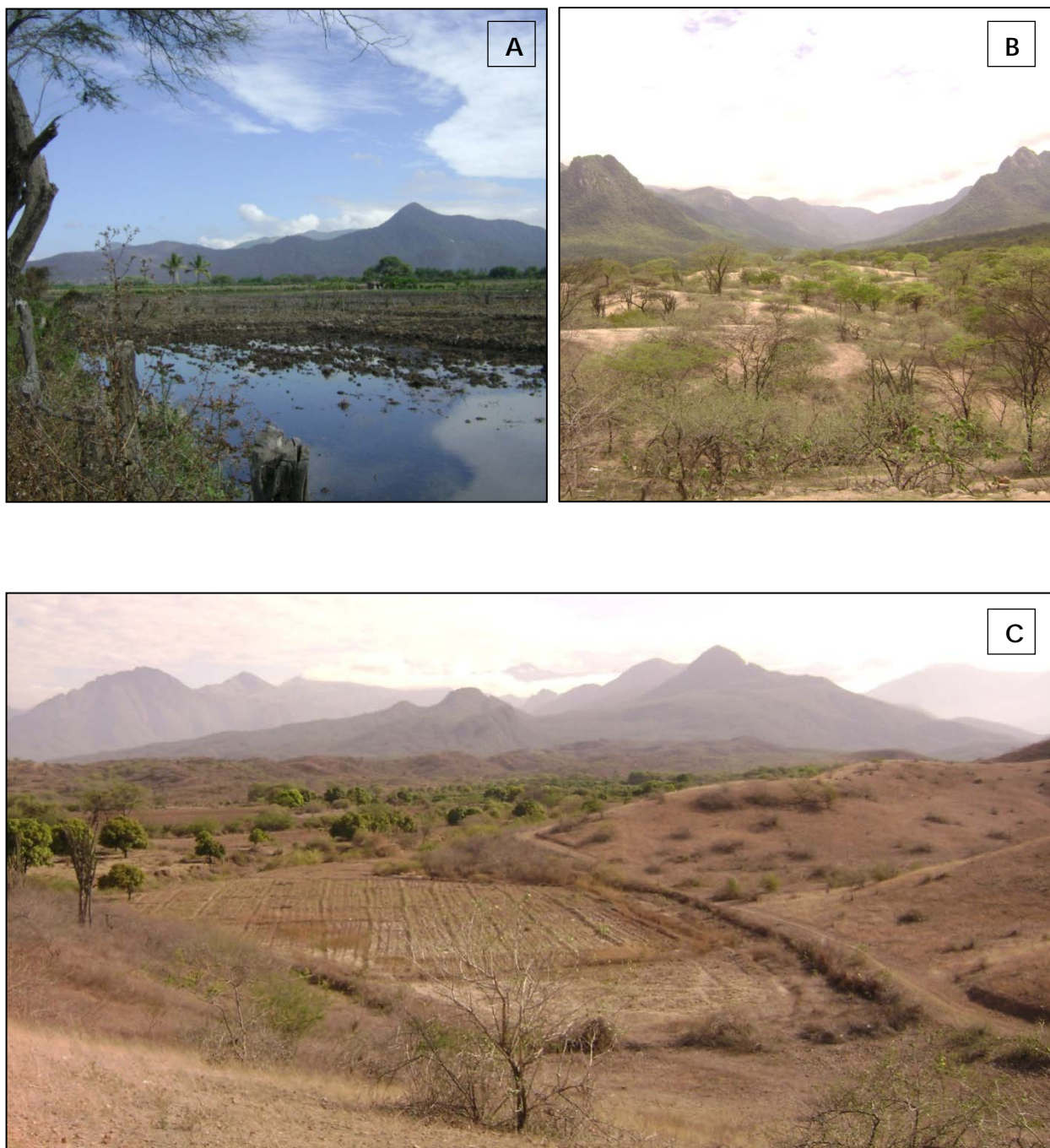
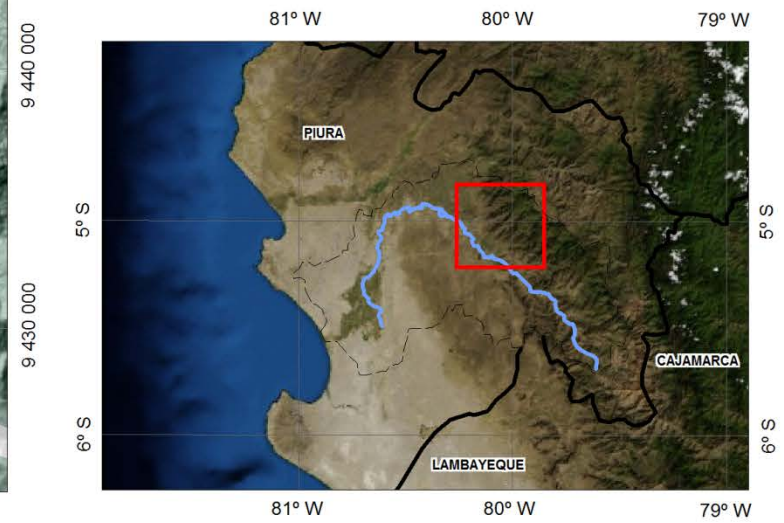
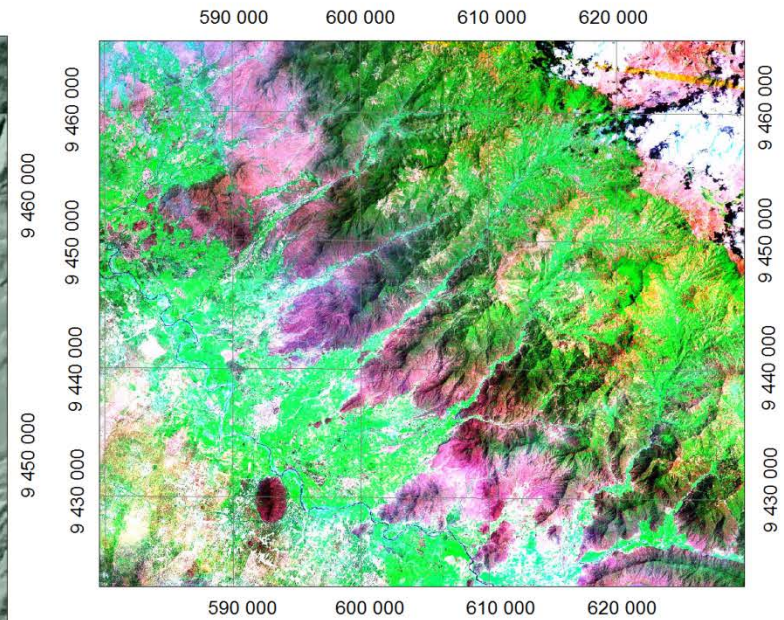
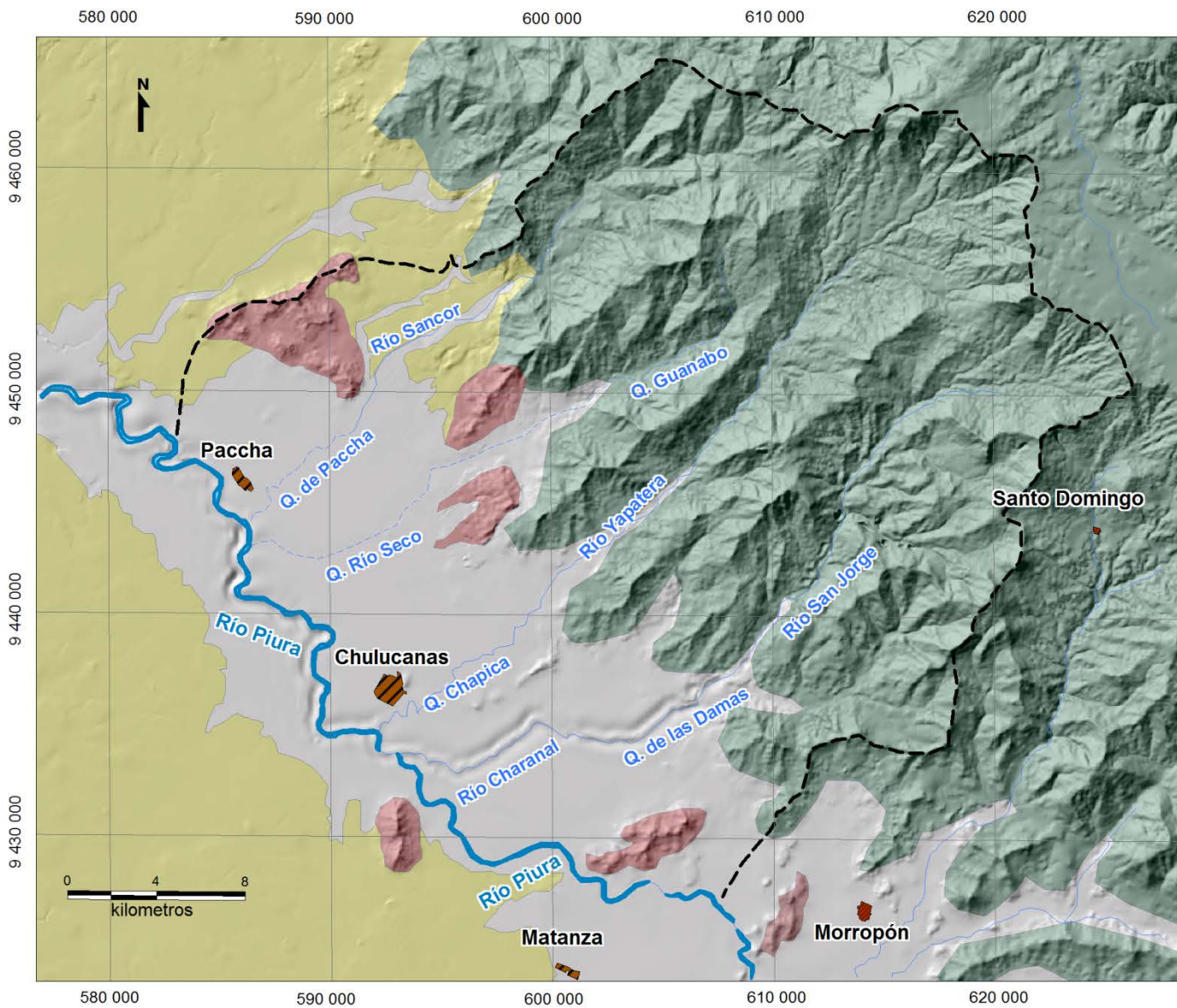










Figura 3.2: **A.** Fotografía tomada desde el poblado de Talandracas, margen derecha del río Piura. **B.** Fotografía donde se aprecia el inicio del frente andino conformado por rocas intrusivas y sedimentarias. **C.** Fotografía de las estribaciones del frente andino las lomadas de baja y media pendiente están conformadas por rocas terciarias (Formación Yapatera), al fondo la cordillera occidental, tomada desde el poblado de Yapatera.



LEYENDA Y SIMBOLOGÍA

- | | | | |
|---|-----------------------|---|-------------------|
|  | Planicies |  | Quebradas |
|  | Lomas |  | Ríos |
|  | Cordillera Occidental |  | Cuenca de Estudio |
|  | Valle |  | Centros Poblados |



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

MAPA GEOMORFOLÓGICO

Escala: Gráfica

Datum: UTM WGS84 17S

Fuente: Propia

Elaborado por:

EDMAN BLAS

3.2 Marco tectónico

El área de estudio está ubicada en una posición, que desde el punto de vista de dominios estructurales corresponde al límite entre el dominio de la cuenca Lancones y el dominio del complejo de Olmos. Desde una perspectiva más amplia correspondería a la zona de transición de Los Andes Centrales a Los Andes del Norte, transición que es marcada por la deflexión de Huancabamba.

El origen de la cuenca Lancones, como cualquier otra cuenca en el margen oeste de Sudamérica, está relacionado con la ruptura de Gondwana. La fase uno del volcanismo de la cuenca Lancones coincide con el estado inicial del rift, antes de convertirse en zona de expansión oceánica, entre Sudamérica y África. Durante este periodo el relativamente estacionario margen occidental de Sudamérica estuvo sometido a procesos de extensión y rifting debido al retroceso hacia el oeste del arco, en un marco muy parecido al de la dorsal y fosa de Las Marianas. La fase Mochica establece el término del proceso de rifting, subducción y volcanismo a lo largo del margen occidental de Sudamérica. Esta Fase coincide ampliamente con el inicio de la extensión del Atlántico Sur y deriva hacia el oeste del continente Sudamericano. La segunda fase fue típica de un margen continental activo.

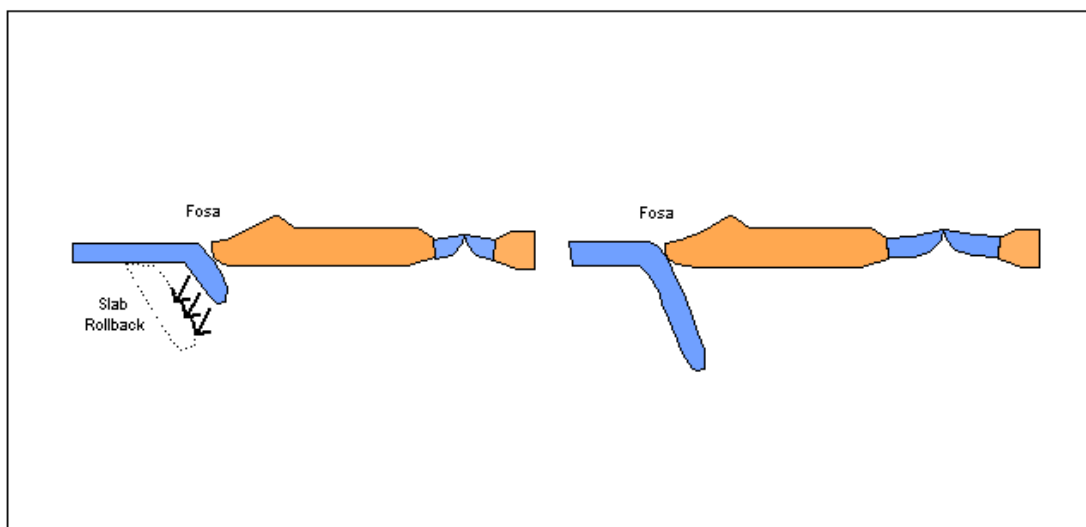


Figura 3.3: Modelo Tectónico de Rollback (Fuente: Elaboración Propia)

La evolución tectónica del Jurásico al Terciario del margen oeste de Sudamérica estuvo en gran medida en función de la acreción de terranes y de las variables direcciones de

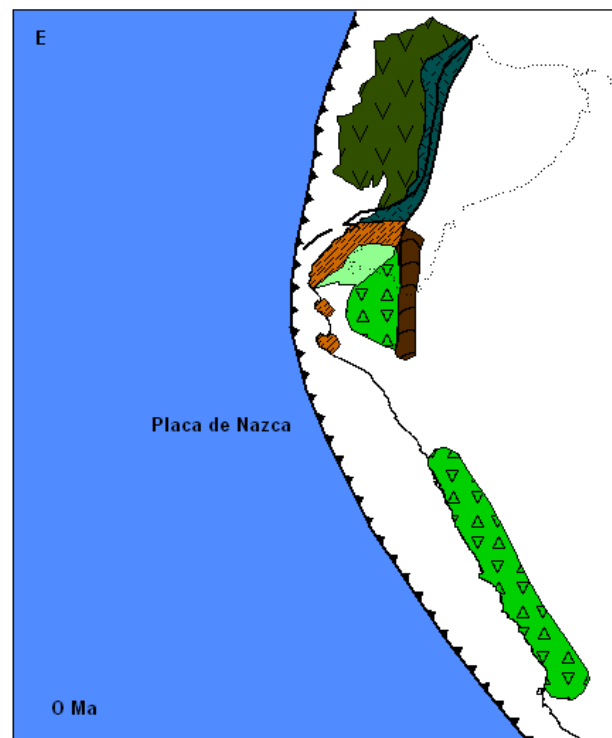
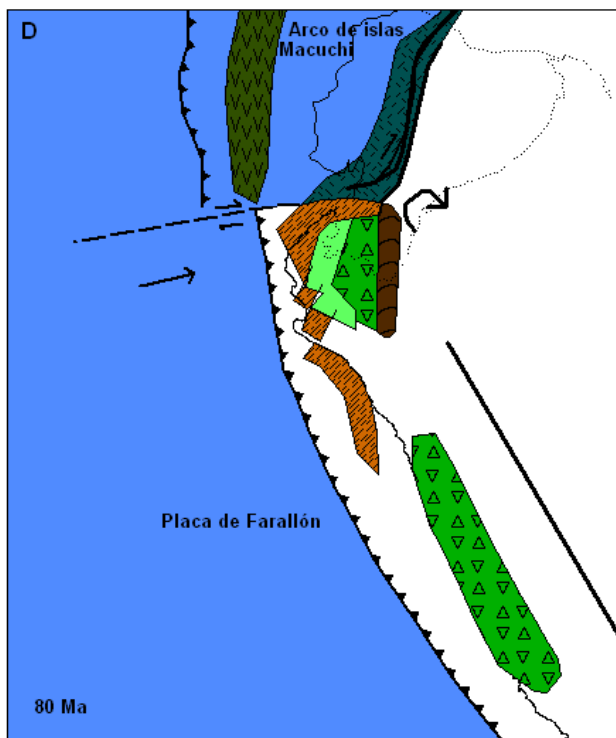
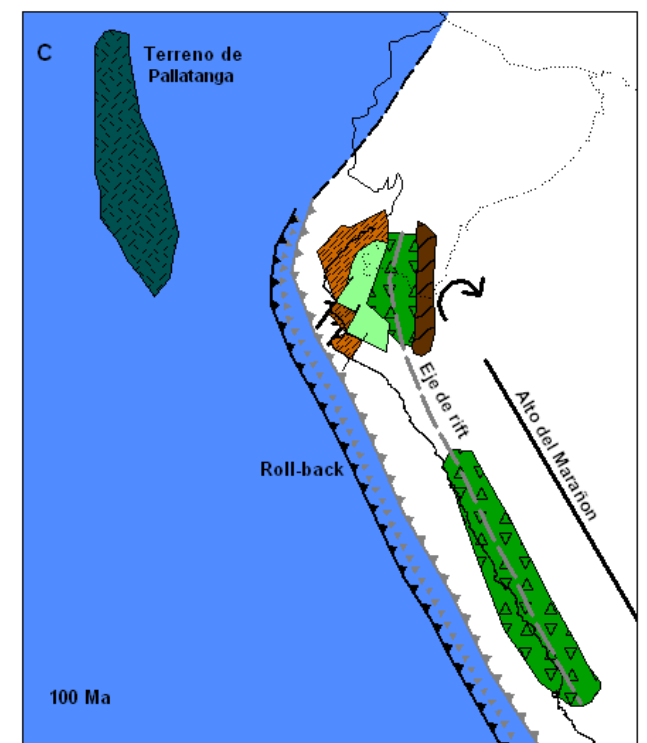
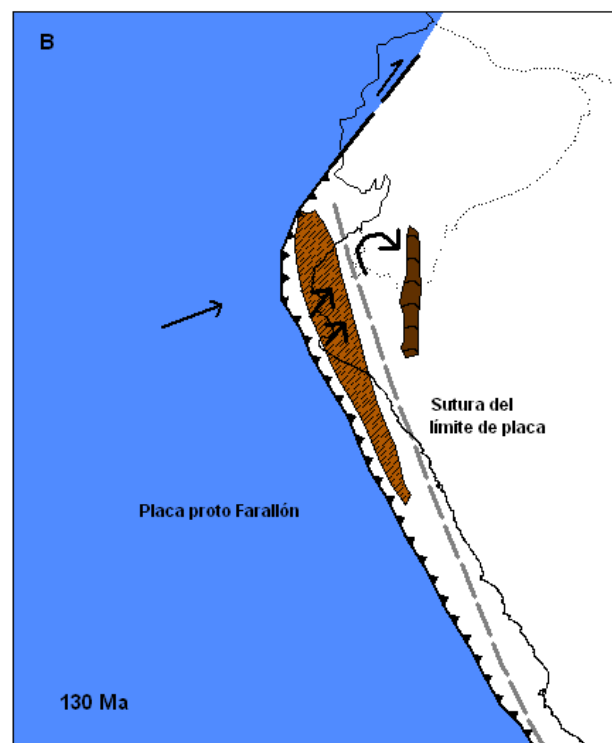
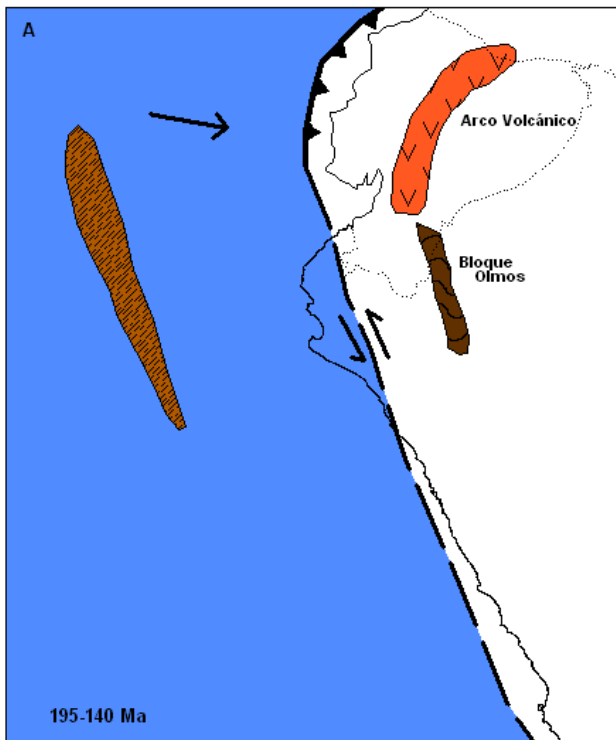
convergencia. Estas últimas estuvieron influenciadas por las etapas de ruptura de Gondwana en el Cretáceo inferior.

Estos eventos los cuales iniciaron la subducción a lo largo del margen oeste del continente marcaron la fase más antigua del Ciclo Andino. Durante todo el Jurásico un sistema de subducción con dirección sureste fue responsable del arco volcánico a lo largo del segmento ecuatoriano., mientras un sistema de fallas transformantes de comportamiento sinistral dominaba el segmento peruano. Un cambio hacia el noreste de la dirección de convergencia se produjo a inicios del Cretáceo. Esto es indicado por la terminación del arco volcánico a lo largo del segmento ecuatoriano.

El terreno de Amotapes es un bloque microcontinental metasedimentario del Paleozoico o del Proterozoico. Este terreno fue transportado hacia el norte y se acrecionó al continente Sudamericano a inicios del Cretáceo. Esta acreción estuvo vinculada temporalmente a la reubicación hacia el oeste del límite de placa, el cual puede interpretarse como una nueva zona de subducción a lo largo de la tendencia nor-noroeste del segmento peruano. En este ambiente tectónico, del tipo de Las Marianas, se generó extensión y atenuación de la placa continental obductante, la subducción de gran ángulo y la reversión de la placa subducida (rollback, véase Figura 3.3) originó un rifting que dio lugar a la formación de la cuenca Lancones, seguido de la depositación de secuencias marinas a lo largo del arco magmático.

A finales del Albiano el ciclo geodinámico cambio hacia una subducción del tipo andino y marcó el inicio del tectonismo andino compresivo (Fase Mochica). Seguido de un volcanismo y plutonismo de arco volcánico. Un incremento en la tasa de convergencia durante el Albiano, vinculado con la apertura del Atlántico Sur, pudo haber sido responsable por la transición a este nuevo escenario tectónico.

Una serie de eventos de colisión post rift a lo largo de los Andes del Norte acortó la cuenca Lancones. La acreción del terreno de Pallatanga, a finales del Cretáceo e inicios del Paleoceno, y del arco de islas de Macuchi, a finales del Eoceno e inicios del Oligoceno, llevó a la configuración actual de los terranes. Este régimen tectónico compresivo continúa hasta hoy. En la zona de Silverios, hoja de Las Lomas cerca de Potrobayo, Serrano M. (2010) reconoce una secuencia ignimbrítica y afirma que pudo haberse originado por calderas formadas en un ambiente sub marino de baja profundidad (véase Mapa de Evolución Tectónica).



LEYENDA Y SIMBOLOGÍA

- Corteza continental alocotona del Precámbrico/Paleozoico (Cerro y Amotape)
- Arco Volcánico
- Corteza continental del Precámbrico/Paleozoico (Complejo Olmos)
- Terreno alocotono (Llanura oceánica Pallatanga)
- Rocas volcánicas sedimentarias cretácicas (Lancones)
- Rocas volcánicas cretácicas (Lancones y Casma)
- Terreno alocotono (Arco de Islas Macuchi)

- Zona de subducción
- Límite de terreno
- Estructura de rumbo
- Dirección de convergencia de placa oceánica
- Dirección de rotación

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

MAPA DE EVOLUCIÓN TECTÓNICA
(Modificado de Winter, 2008)

Escala: Gráfica		
Datum: UTM WGS84 17S		
Fecha:		

El sistema de fallas Olmos controló el vulcanismo durante el Cretácico en la parte oriental de la cuenca Lancones, cuyo basamento corresponde a secuencias del Complejo de Olmos, sobre el que se emplaza toda la secuencia volcánica cretácica del sector oriental de la cuenca Lancones, así como, grandes cuerpos intrusivos de granitos y tonalitas de edad cretácica. Este sistema de fallas, probablemente, estuvo activo desde el Cretácico inferior hasta parte del Paleógeno e inclusive Neógeno, estas últimas evidencias están marcadas por el emplazamiento de una potente secuencia conglomerádica de la Formación Yapatera y de la Formación Tambogrande (descritas en la siguiente sección) a lo largo del límite de la Cordillera Occidental. Los pliegues que afectan a las secuencias volcánicas del área de estudio, son kilométricos, y habrían sido originados por diferentes fases de deformación (por lo menos 2). Toda esta deformación se atribuye a los efectos de una tectónica compresiva denominada fase Inca II de 43 a 42 Ma (Benavides, 1999; Idris, 2002) del Eoceno superior. Sin embargo, no se descarta que parte de la deformación atribuida a la tectónica Inca, corresponda en realidad a la tectónica Quechua de 22.5 a 5 Ma.

La localización de acuíferos requiere de la reconstrucción de la historia geológica, para conocer su morfología y su relación con otras unidades geológicas con las que tiene contacto.

3.1 Estratigrafía

En área de estudio afloran rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas comprendidas entre el Precambriano y el Cuaternario. A continuación se describen las unidades estratigráficas presentes en la subcuenca Chulucanas.

3.1.1 Precambriano

Complejo de Olmos

Se denomina Complejo de Olmos a una serie metamórfica de naturaleza pelítica, que constituye el basamento de los Andes Noroccidentales y que se encuentra mejor representada en el área de Olmos, al norte del área de estudio.

Reyes y Caldas (1987), consideran que el Grupo Salas, del Ordovícico, sobreyace al Complejo Olmos en discordancia angular. Sin embargo, para Palacios O. (1994) existe un contacto transicional, por lo que considera que el Complejo Olmos es la base del Paleozoico inferior, de una probable edad Precámbrica-Ordovícica.

Investigaciones recientes realizadas por el INGEMMET, todas bajo el marco del proyecto GR-9, en el cuadrángulo de Olmos (12d), descartan la edad precámbrica de este complejo y lo ubican en el Ordovícico inferior, en vista a que este infrayace concordantemente a una secuencia de cuarcitas de la Formación Ñaupe del Ordovícico superior, evidencia fósil y edades recientemente datadas en la zona deformada (507 Ma). (Jaimes *et al*, 2009)

3.1.2 Paleozoico

Formación Salas

Denominación dada a una secuencia de rocas metamórficas, predominantemente conformada por filitas y tobas pizarrosas, que en las cercanías de Salas (Cuadrángulo de Jayanca) yace en discordancia angular sobre el Complejo de Olmos, mostrando un conglomerado basal que contiene elementos de esquistos previamente metamorfizados.

En el valle del Huancabamba, al Este del área de estudio, y a lo largo de la faja Huarmaca-Canchaque-Los Ranchos, se observan paquetes de metandesitas con cierto grado de transformación a anfibolitas. (Reyes y Caldas, 1987)

3.1.3 Mesozoico

Grupo San Pedro

Se denomina Grupo San Pedro a una secuencia volcánica sedimentaria, que aflora en las cercanías del pueblo de San Pedro a 18 km al Este de la ciudad de Chulucanas.

Reyes y Caldas (1987) en el corte de la carretera Chulucanas Frías, describen la siguiente secuencia:

Los niveles más inferiores consisten en areniscas tobáceas gris parduscas (frágiles) transformadas a metasedimentitas, que han sufrido alteración hidrotermal, por lo que en parte están argilizadas; encima se presentan areniscas lodolíticas duras de color negro.

La sección intermedia está compuesta por lodolitas o limolitas negras con impregnaciones de limonita, conteniendo concentraciones de pirita en los planos de estratificación; este nivel contiene intercalaciones de chert bandeado, gris oscuro; hacia arriba este tipo de material tiene coloraciones blanquecinas.

La parte superior es predominantemente chertítica, y consiste en capas finamente bandeadas con coloraciones negras a gris blanquecinas, muy duras, que exhiben estructuras sedimentarias de microplegamientos y convolutas. Hacia el tope se tiene lodolitas gris oscuras a negras con nódulos de limonita, que se intercalan con capas delgadas de chert bandeado, color blanco; esta secuencia termina concordantemente debajo del Volcánico Lancones.

Volcánico Ereo (San Lorenzo y Cerro El Ereo)

Constituye la base de rocas volcánicas mesozoicas en el sector de Tambo Grande, al Noroeste del área de estudio, conformando el núcleo un gran anticlinorio.

La base está constituida por andesitas porfiríticas basálticas, brechas piroclásticas de la misma composición de color gris oscuro, la parte superior está compuesta esencialmente por derrames básicos oscuros, brechas piroclásticas que se observan en el yacimiento de Tambo Grande. Las lavas varían de andesita a basalto con olivino. También se intercalan rocas leucócratas como ríolitas y traquitas que contienen frecuentemente sulfuros diseminados. Por encontrarse suprayaciendo al Grupo San Pedro y por infrayacer al volcánico Lancones se le ubica en el Cretáceo inferior.

Volcánico La Bocana

Aflora en el caserío de La Bocana, 12 km al oeste de Las Lomas, y corresponde a la secuencia volcánica sedimentaria cretácea de la región (véase Foto 3.1). Esta Formación se caracteriza por el volcanismo bimodal de basalto andesitas y ríolitas, aunque con una mayor cantidad de rocas volcanoclásticas a comparación de la Formación San Lorenzo (Winter, 2008).

La parte inferior es esencialmente aglomerádica de composición andesítica dacítica en vacuolas intercalándose con limolitas, areniscas calcáreas, calizas y grauvacas, color gris verdoso a oscuro.

La parte superior está compuesta por lavas y tobas ignimbríticas ácidas bien estratificadas, brechas aglomerádicas intercaladas con calizas tobáceas, limolitas y lodolitas calcáreas. (Reyes y Caldas, 1987). Reyes y Caldas (1987) asignan esta Formación al Albiano superior en base a evidencia fósil, dataciones radiométricas de U-Pb lo confirman, 99 Ma (Winter, 2008).



Foto 3.1: Afloramiento de rocas volcánicas de la Formación La Bocana, en la localidad de Río Seco Bajo. El buzamiento de las rocas volcánicas es hacia el suroeste.



Figura 3.4: A. Aglomerados volcánicos de la Formación La Bocana. B. Detalle del sistema de fracturamiento de los aglomerados volcánicos.

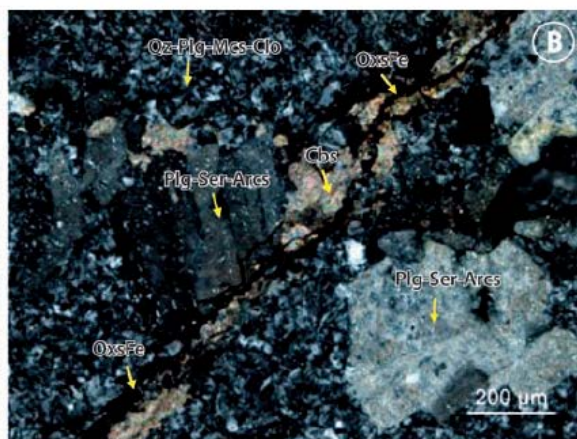
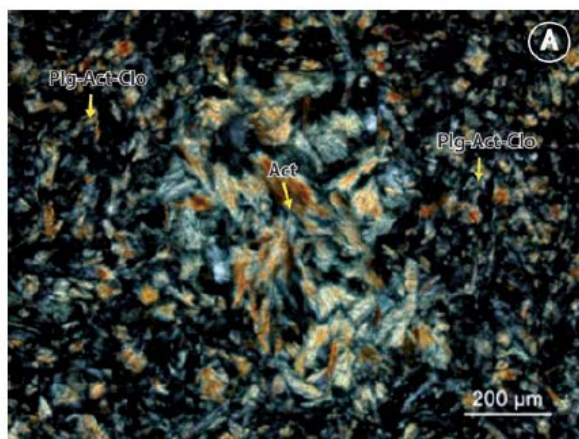


Figura 3.5: Sección delgada de andesita basáltica y dacita de la Formación La Bocana (Fuente: INGEMMET)

3.1.4 Cenozoico

Formación Yapatera

Denominación asignada a una secuencia de conglomerados continentales (Reyes y Caldas, 1987) que tiene como localidad típica al pueblo de Yapatera, ubicado a 7 Km al noreste de la ciudad de Chulucanas. Es una secuencia de conglomerados intercalados con areniscas tobáceas. Los guijarros en su mayoría son cuarcitas, provenientes probablemente de areniscas cretáceas (Reyes y Caldas, 1987).

En el área de estudio está conformado por conglomerados, guijarros de cuarcita y esquistos, intercalados con areniscas tobáceas. Estas características la hace importante hidrogeológicamente. Por su ubicación, suprayace a los Volcánicos La Bocana e infrayace a los depósitos Cuaternarios, se la ubica tentativamente en el Terciario inferior, siendo equivalente lateral al Volcánico Llama (Reyes y Caldas, 1987).

Formación Tambo Grande

Secuencia de naturaleza aluvial lacustrina (Reyes y Caldas, 1987) que aflora en el sector de Tambo Grande, al noroeste del área de estudio.

Esta Formación sobreyace, en discordancia angular, a los volcánicos del Cretáceo e infrayace de la misma manera a depósitos Cuaternarios. Está compuesta principalmente por areniscas semiconsolidadas intercaladas por cenizas dacíticas, areniscas tobáceas y microconglomerados (Reyes y Caldas, 1987). En el área de estudio la parte superior está compuesta por arcillas y limos intercalados con areniscas y conglomerados y unos niveles de cenizas, mientras que la parte inferior está constituida por conglomerados.



Figura 3.6: A. Unidad Geomorfológica de Lomas, formadas en rocas de la Formación Yapatera, margen derecha del río Piura. B. Fotografía que muestra los clastos de cuarzo de los conglomerados de la Formación el Yapatera.

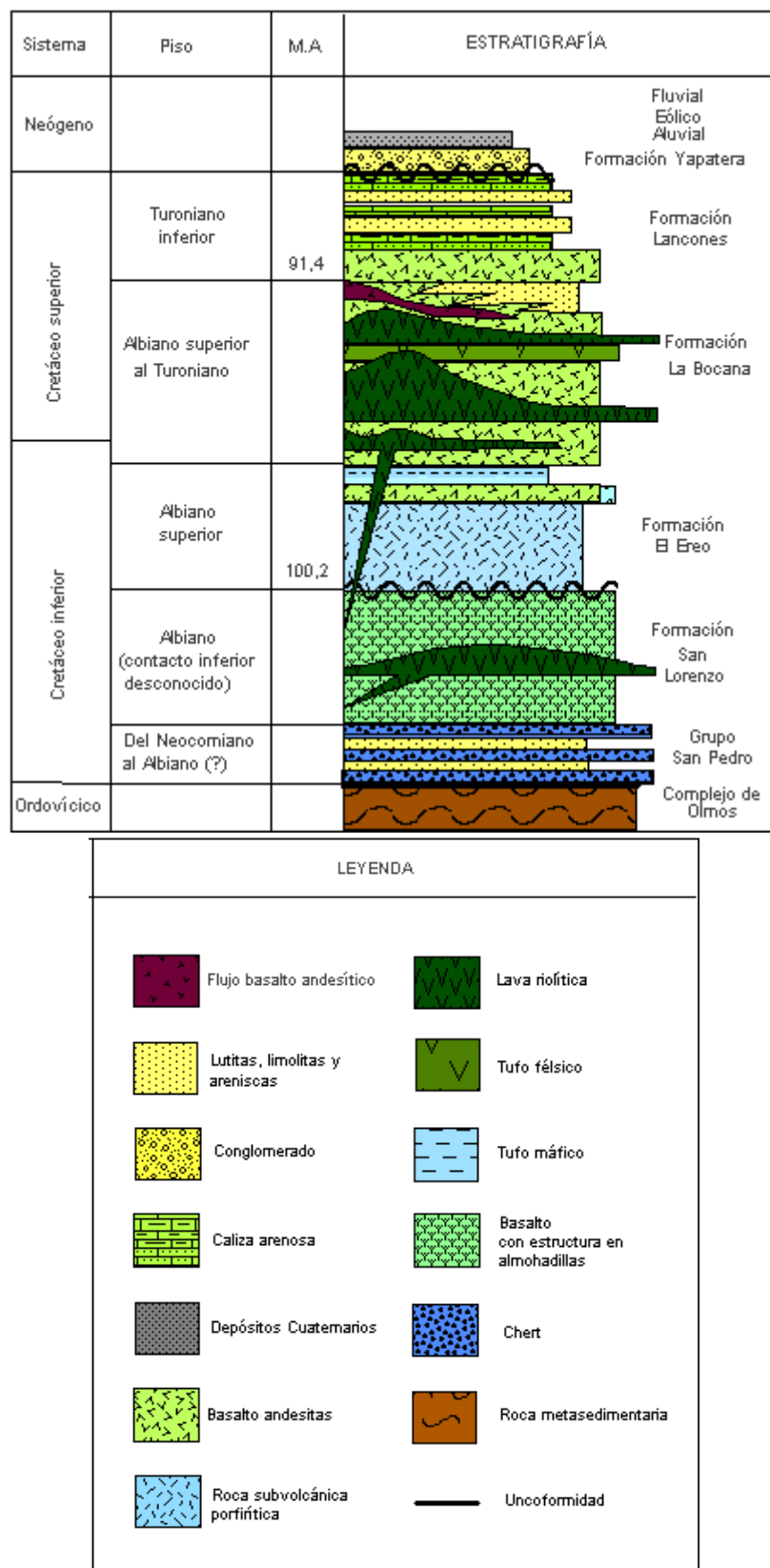


Figura 3.7: Columna estratigráfica generalizada del área de estudio (modificado de Winter et al del 2008)

Depósitos Cuaternarios

Depósitos Aluviales

Estos están constituidos por arenas, arcillas y gravas subangulares a subredondeados que rellenan el valle del río Piura, son de poco espesor y no tienen mucha importancia hidrogeológica.

3.2 Rocas Ígneas

3.2.1 Superunidad Paltashaco

El primer cuerpo está constituido por rocas cuya composición varía de granitos a granodioritas, en el área de estudio presenta alteración superficial, este cuerpo está intruída por un cuerpo de composición tonalítica ubicada en las partes más altas de la cordillera occidental. Como parte de las investigaciones realizadas por el INGEMMET (GR-09) se obtuvieron muestras para estudios mineralógicas. La muestra GR9-09337, ubicada en esta Unidad corresponde a un granito.

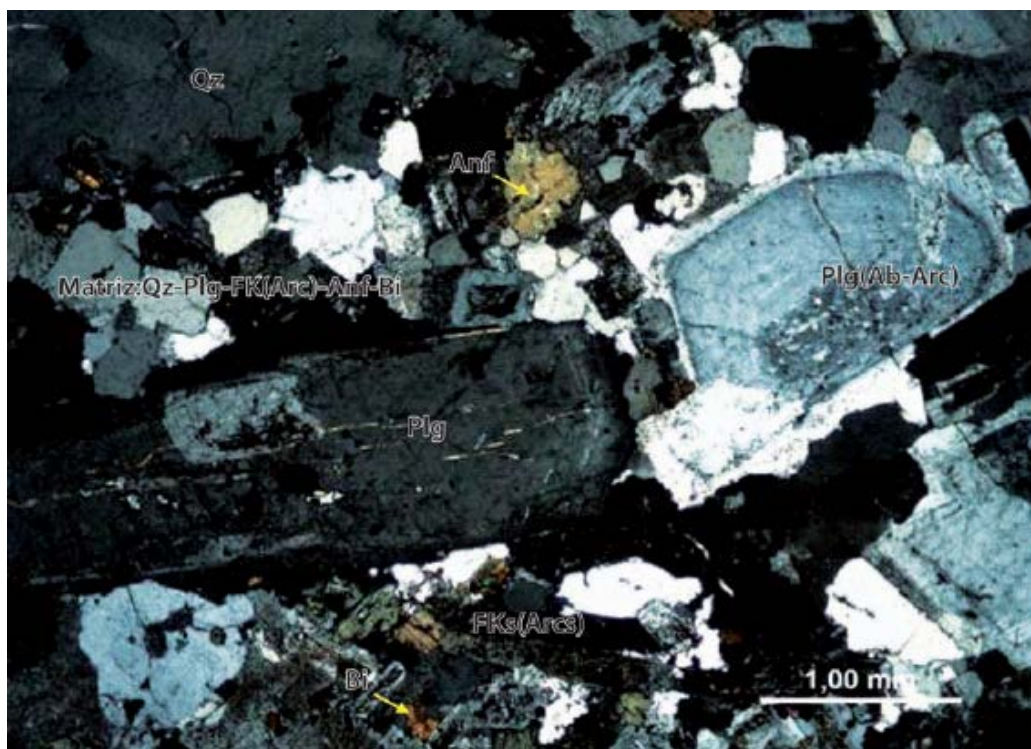


Figura 3.8: Sección delgada de granito de la Unidad Paltashaco (Fuente: INGEMMET)

3.2.2 Unidad Malingas

Tiene su mejor exposición en los Cerros Malingas y Cerro De Loro al noroeste del área de estudio, norte de Paccha y está compuesta por granitos equigranulares, dioritas y gabros.



Foto 3.2: Diorita de la Unidad Malingas del Cretáceo inferior, cerro De Loro.



Foto 3.3: Vista panorámica del Cerro De Loro, nótese contacto de las unidades, (1) Diorita Malingas, (2) Volcánico La Bocana.

3.2.3 Unidad Las Lomas

Granodiorita Tonalita Las Lomas

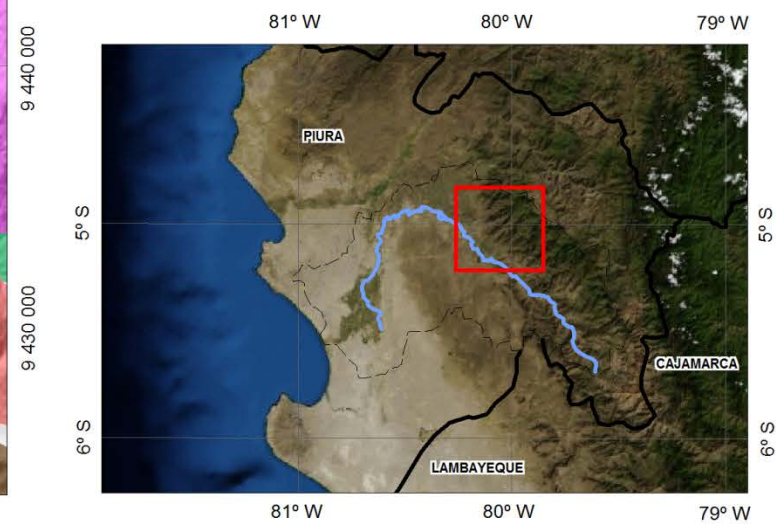
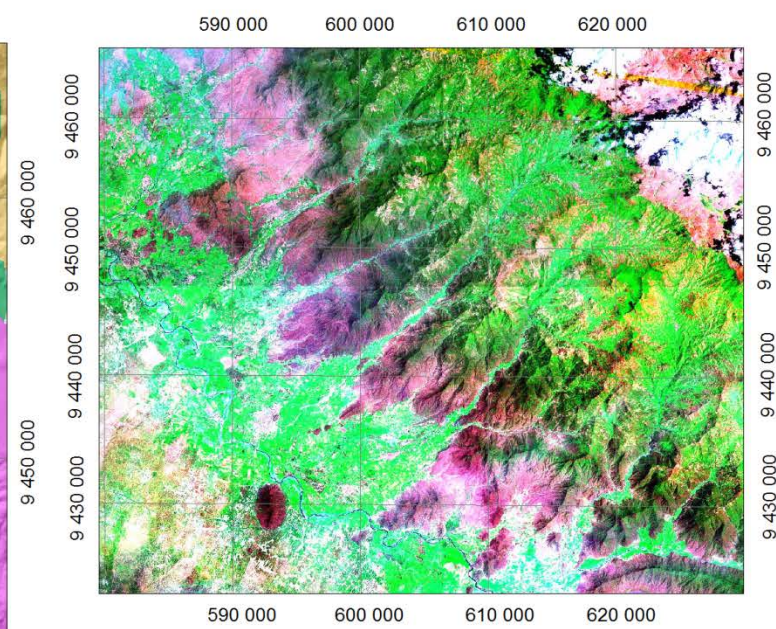
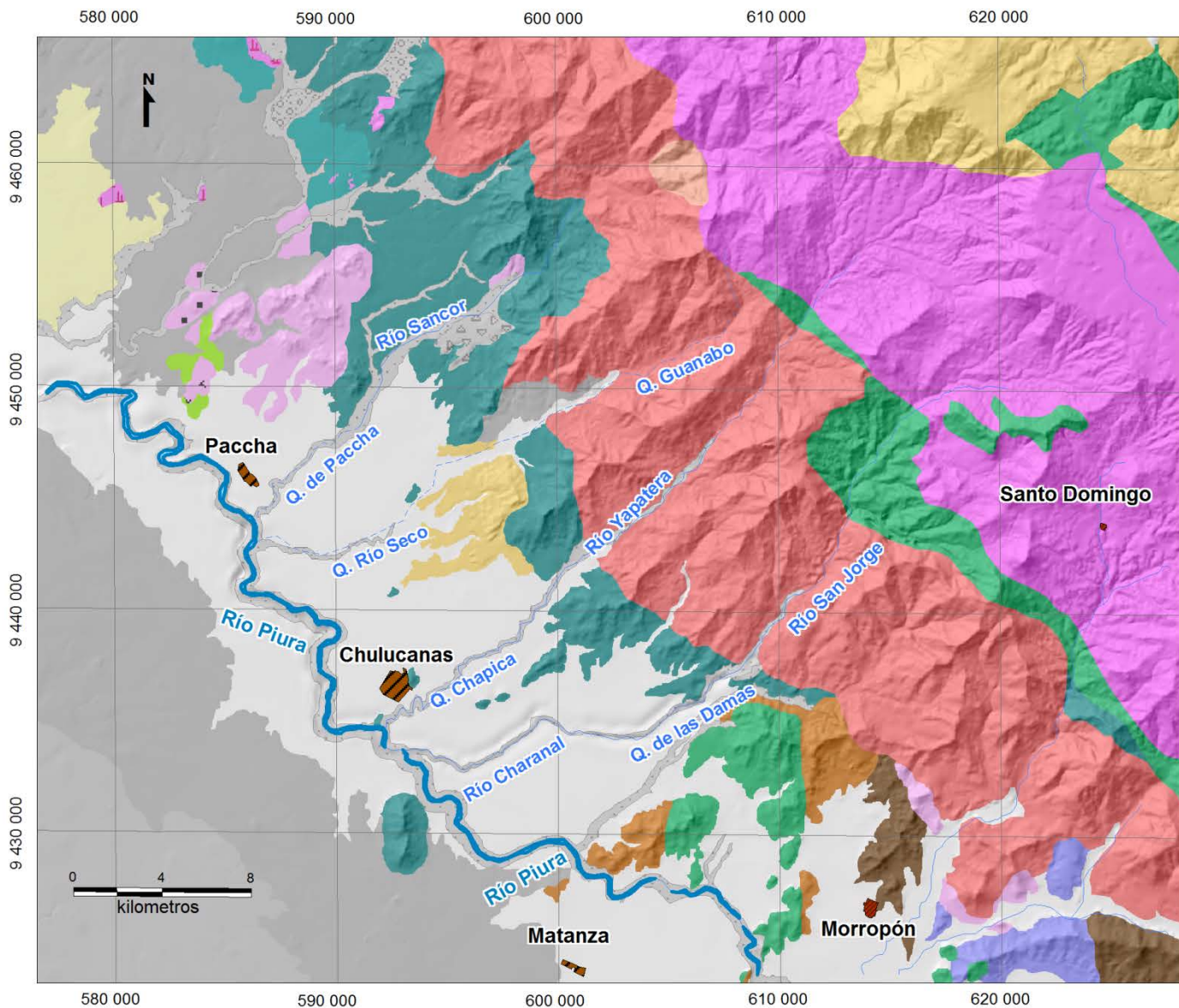
Tiene su mejor exposición en los alrededores de Las Lomas, es predominantemente tonalítica gradando a granodiorita.

3.3 Geología Estructural


La cuenca Lancones, al noroeste de la zona de estudio, se ubica en la mayor flexión que presentan Los Andes, conocida como deflexión de Huacabamba. En este lugar la cadena andina cambia de dirección de nor-noroeste en el norte del Perú a nor-noreste en Ecuador. Muchas rotaciones han sido reconocidas al norte de la deflexión de Huacabamba, incluidas 25-30° y 25° en el Cretáceo Terciario y Terciario respectivamente. La dinámica de la deformación no es entendida muy bien por ahora pero se sugiere

En el sector noroeste del área de estudio existen una serie de anticlinales y sinclinales que afectan a las rocas volcánicas de la Formación La Bocana con dirección NNE-SSO y fallas de rumbo NE-SO y NO-SE que afectan a los granitos de la Unidad de Paltashaco.

Los pliegues que afectan a la Formación La Bocana son kilométricos y habrían sido originados por una primera fase de deformación puesto que estas progresivamente van cambiando a una dirección NE-SO, indicativo de una segunda fase de deformación.



UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS		ROCAS IGNEAS		SIMBOLOGÍA	
	Depósitos fluviales (Q-fi)		Volcánico La Bocana (Ks-vbs)		Falla inferida
	Depósitos aluviales (Q-al2)		Formación San Lorenzo (Ki-vsl)		Falla inversa
	Depósitos aluviales (Q-al1)		Formación San Pedro (Ki-sp)		Río Piura
	Depósitos edícos (Q-e)		Formación Goyllarisquizga (Ki-g)		Límite de Cuenca
	Depósitos morrénicos (Q-mo)		Formación Río Seco (Pl-rs)		Límite departamental
	Formación Tambo Grande (Ts-tg)		Grupo Salas (Ol-s)		Perímetro Urbano
	Formación Yapatera (Ti-y)		Complejo de Olmos (Ol-co)		Área de estudio
			Granito Paltashaco (K-gr-p)		
			Tonalita Paltashaco (K-to-p)		
			Diorita Malingas (Ki-di-m)		
			Granodiorita-tonalita Las Lomas (Ks-gr-to-l)		
			Granito Malingas (Ki-gr-m)		
			Gabro Malingas (Ki-gb-m)		
			Tonalita-diorita Las Lomas (Ks-to-di-l)		



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

MAPA GEOLÓGICO

Escala: Gráfica Datum: UTM WGS84 17S Fuente: INGEMMET	Elaborado por: EDMAN BLAS	
--	-------------------------------------	--

Capítulo 4

HIDROGEOLOGÍA

En este capítulo se realizó la caracterización hidrogeológica del área de estudio, en función a las características petrofísicas de las unidades geológicas del área en mención. Para poder realizar esta caracterización fue necesario conocer las condiciones geológicas e hidrológicas, que fueron descritos en los capítulos anteriores, así como la revisión de material bibliográfico y el análisis de sondajes eléctricos verticales desarrollados en otras investigaciones.

Es sabido que las condiciones de circulación de las aguas subterráneas están relacionadas con las características físicas de las unidades geológicas (litología, porosidad y permeabilidad), la hidrología y la topografía del lugar, una vez conocidas estas características se hace una subdivisión de las unidades presentes y se realiza un mapa de unidades hidrogeológicas que se diferencian entre sí por un color característico.

Los valores de permeabilidad y porosidad fueron asignados, en el caso de las unidades geológicas no detríticas, por sus condiciones físicas en campo, mientras que para las unidades detríticas se hizo por ensayos de bombeo recopilados de estudios realizados en el valle.

Estudios previos

El valle del Alto Piura, por su importancia socioeconómica, ha sido estudiado por muchos años, entre las instituciones que realizaron los estudios se encuentran el Ministerio de Agricultura (ANA e INRENA), con el convenio CORPIURA-PRONASTER y la Universidad de Piura. Dentro de estos cabe mencionar los siguientes:

- Estudio Hidrogeológico para el Abastecimiento de Agua con Fines de Riego en el Valle del Alto Piura en la Zona II Paccha y Cruz Pampa. (INRENA, 1989)
- Diagnóstico del Aprovechamiento de Aguas Subterráneas de Valle del Alto Piura. (Espinoza, J., INRENA, 1994)
- Estudio Hidrogeológico para la Localización y Diseño de Pozos con fines de Captación de Aguas Subterráneas para uso Múltiple en el Valle Alto Piura – Zonas I, II y III. (Chamorro, J.C., INRENA, 1997)
- Hidrología Isotópica para Optimizar la Gestión de los Recursos Hídricos en el Norte del Perú: El Acuífero Alto Piura – Perú. (Benavent, I., *et al.*, 2001)

4.1 Parámetros hidrogeológicos

4.1.1 Porosidad

La porosidad (m) es el porcentaje que representa el volumen de los vacíos con respecto al volumen total de la roca. Esta porosidad puede ser dividida en primaria y en secundaria, la porosidad primaria es relativa a la adquirida durante la formación de la roca (una roca sedimentaria detrítica posee vacíos desde su origen debido al espacio intersticial que presentan sus clastos) mientras que la secundaria es adquirida posteriormente, ya sea por alteración (dolomitización) o fracturamiento.

Para una mejor descripción de los valores de porosidad en el área de estudio se ha dividido esta, en porosidad de rocas sedimentarias, volcánicas, metamórficas y plutónicas.

Debe considerarse también la porosidad eficaz (m_e) que es la relación entre el volumen de agua que se libera por gravedad y el volumen total, por tanto es una parte de la porosidad total, las reservas de agua en un acuífero dependen de esta porosidad. La retención específica (m_s) es la relación del volumen de agua que es retenida por la roca después de que el agua es liberada por acción de la gravedad entre el volumen total de la roca (Weight, W. D. and Sonderegger, J. L., 2001).

$$m = \frac{V_b}{V_t} \quad m_e = \frac{V_e}{V_t} \quad m_s = m - m_e$$

Porosidad en rocas plutónicas y metamórficas

Este tipo de rocas presentan poca porosidad, en las zonas no alteradas la porosidad varía entre 0.1% y 1%, mientras que en la zona alterada puede llegar al 45%. La porosidad debida al fracturamiento está en función del espesor de las aperturas. En el caso de la unidad Paltashaco, específicamente en la zona de granitos, superficialmente se ha reconocido suelo residual (véase Foto 4.2) con alta porosidad. En las dioritas de la Unidad Malingas (Cerro Malingas) superficialmente se encuentran sanas (ver Figura 4.1) no se ha encontrado ni alteración ni fracturamiento. Sucede lo mismo con las unidades de granito y gabro (véase Foto 4.3). Por lo que la porosidad en este tipo de rocas en el área de estudio está relacionada con el grado de alteración.

Porosidad en rocas sedimentarias detríticas

La porosidad primaria en las rocas sedimentarias detríticas está relacionada con el proceso de depositación de los materiales, forma y tamaño de esto; mientras que la secundaria está relacionada a cambios post depositacionales o diagenéticos, por ejemplo la compactación y la cementación disminuyen la porosidad. En el Cuadro 4.1 se presentan algunos valores de porosidad para este tipo de materiales.

En el área de estudio existen dos tipos de materiales detríticos de diferente importancia hidrogeológica, los depósitos cuaternarios recientes (material aluvial y fluvial) y las rocas terciarias de las formaciones Yapatera y Tambogrande (de origen continental). Se hace esta diferenciación puesto que los primeros presentan solo porosidad primaria, mientras que los últimos presentan porosidad primaria y secundaria.

Porosidad en rocas volcánicas

La porosidad primaria en las rocas volcánicas depende del ratio de enfriamiento, viscosidad de magma y el escape de los gases durante el enfriamiento (B.B. Shingal y R.P. Gupta, 2010).

El enfriamiento rápido en la superficie atrapa burbujas, creando agujeros en la roca, textura vesicular, estos generan porosidad pero pueden no estar conectados. La porosidad del basalto está en el orden del 1 al 12%, mientras que algunas rocas piroclásticas están en el rango de 14 a 40%, las cenizas volcánicas pueden tener una porosidad de 50%, la alteración de los depósitos volcánicos puede incrementar este valor hasta 60% (C.W. Fetter, 2001).

En el área de estudio las rocas volcánicas aflorantes pertenecientes a los volcánicos La Bocana (véase Foto 4.1), específicamente su parte superior que consta de aglomerados de composición andesítica, se estima que puede presentar un alto valor porosidad primaria y secundaria, lo que hace pensar que tiene gran importancia en la composición química de las aguas subterráneas, puesto que permite el flujo de agua subterránea y su interacción con los minerales presentes.

Foto 4.1: Afloramiento de aglomerados volcánicos, en el sector de Río Seco





Foto 4.2: Vista panorámica de las estribaciones de la cordillera occidental, nótese en la parte inferior el desarrollo de suelo residual formando laderas de baja pendiente.

Cuadro 4.1: Valores de porosidad total, eficaz y retención específica.

Material	m	m_e	m_s
Grava	28-34	15-30	3-12
Arena	35-50	10-30	5-15
Limo	40-50	5-20	15-40
Arcilla	40-60	1-5	25-45
Arena de duna	40-45	25-35	1-5
Loees	45-50	15-20	20-30
Arenisca	15-30	5-25	5-20
Caliza y dolomita	10-25	0.5-10	5-25
Lutita	0-10	0.5-5	0-5
Limolita	5-20	1-8	5-45
Till	30-35	4-18	15-30

Elaboración: Modificado de B.B. Shingal y R.P. Gupta.



Foto 4.3: Afloramiento de rocas intrusivas, diorita Malingas. Poblado de Hacienda Sancor.



Figura 4.1: A. Fracturas superficiales de en rocas intrusivas de la Unidad Malingas. B. Detalle del sistema de fracturamiento.

4.1.2 Permeabilidad

En el área de estudio se ha hecho una división de la permeabilidad de las rocas según su litología, sedimentarias detríticas, volcánicas y las plutónicas y metamórficas. En el área de estudio las rocas detríticas lo conforman las formaciones Yapatera y Tambogrande y su permeabilidad está relacionada con la conectividad de sus poros. En el caso de las rocas volcánicas (La Bocana) su permeabilidad es principalmente debida a su grado de fracturamiento y finalmente la permeabilidad de las rocas plutónicas y metamórficas (Unidad Paltashaco) está relacionada a su grado de alteración.

Permeabilidad en rocas plutónicas y metamórficas

El movimiento del agua subterránea en rocas de este tipo es controlada por discontinuidades (fracturas y fallas) y grado de alteración. La caracterización de sistema de fracturas es importante para tener un apropiado conocimiento del flujo y distribución de la permeabilidad. Esto incluye la identificación de diferentes familias de fracturas basadas en su orientación (rumbo y buzamiento), frecuencia, interconectividad, apertura, naturaleza del relleno, continuidad y forma etc. (B.B.S. Singhal y R.P. Gupta, 2010). Existe un relación entre la permeabilidad de estas rocas fracturadas con la apertura y espaciado de las mismas (véase Figura 4.2 y Fotos 4.5 y 4.6;

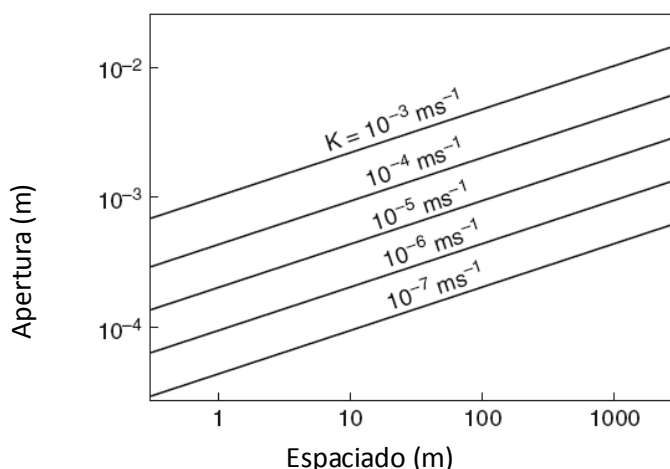


Figura 4.2: Gráfico mostrando la relación de entre la apertura y el espaciado de fracturas con la permeabilidad



Foto 4.4: Afloramiento de rocas intrusivas de la Unidad Malingas, en la localidad de San Francisco. Fotografía tomada en el Cerro de Loro.

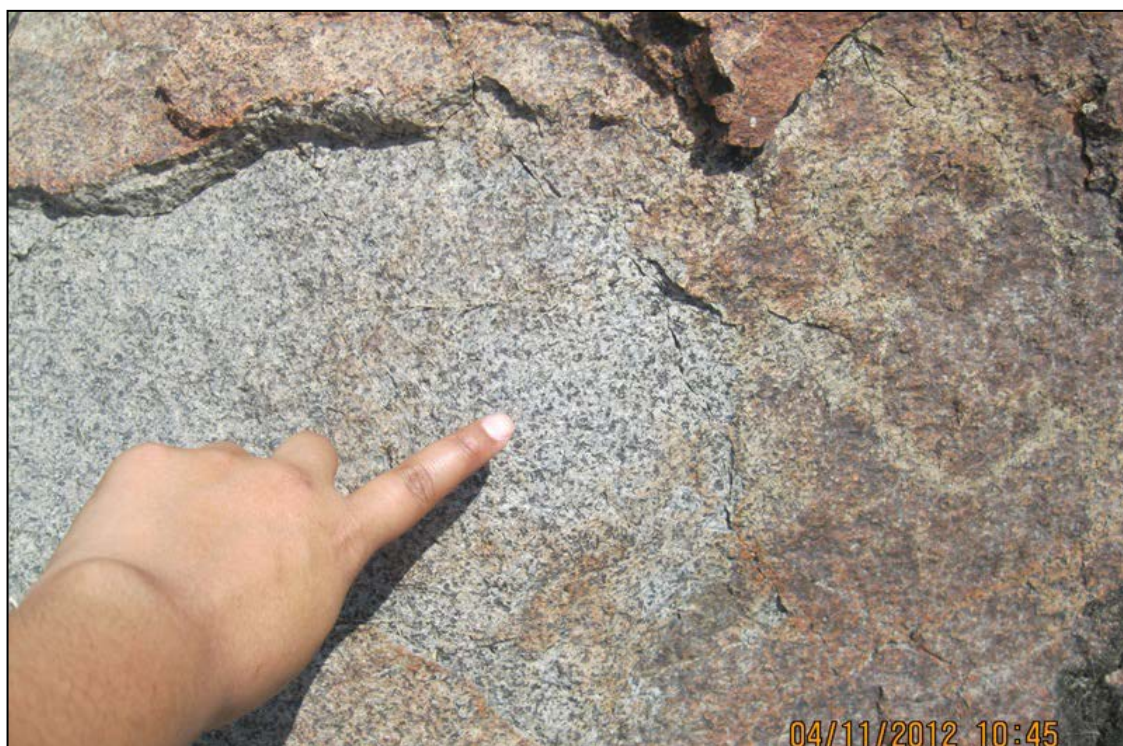


Foto 4.5: Acercamiento de la fotografía anterior, fracturación concéntrica, diorita de la Unidad Malingas del Cretáceo inferior.

Permeabilidad en rocas sedimentarias detríticas

La permeabilidad de las rocas sedimentarias detríticas está ligada al tamaño, forma y fábrica de los clastos. En el área de estudio se han realizado muchas pruebas de permeabilidad sobre los depósitos cuaternarios de valle, a continuación se hace un resumen de los valores de permeabilidad hallados:

La Autoridad Nacional del Agua, en diferentes estudios ha realizado pruebas de bombeo hallando valores de permeabilidad en la zona de La Matanza del orden de los 11.2×10^{-4} y 22.0×10^{-4} m/s, en el distrito de Chulucanas varía entre 4.2×10^{-4} y 60×10^{-4} m/s (36.3 y 520 m/día). En Morropón se estima un permeabilidad de 6×10^{-4} m/s. en el sector de Paccha varía entre 2.85×10^{-4} y 8.50×10^{-4} m/s (25-73 m/día), mientras que en el sector alto de Yapatera varía entre 0.71×10^{-4} y 10×10^{-4} m/s (6.2-8.6 m/día).

Permeabilidad en rocas volcánicas

Las rocas volcánicas presentan características hidrogeológicas peculiares, lo que hace que tengan valores de permeabilidad o conductividad hidráulica muy variables (véase Figura 4.3). Las rocas volcánicas antiguas procedentes de un arco volcánico o de volcanes extintos, tienen naturaleza distinta, lavas piroclastos, tobas y otros elementos los depósitos volcánicos condicionados por factores diversos como la edad, la distancia al centro de emisión, la tectónica posterior, la erosión e intemperización, etc (Peña, F. *et al.*, 2010).

La conductividad hidráulica de las rocas volcánicas es anisótropa, siendo mayor en la dirección del flujo de la lava que en la dirección perpendicular. Otro de los factores que influyen tanto en la porosidad y permeabilidad de las rocas volcánicas es la edad de las mismas.

En algunos casos a mayor edad las rocas vuelven menos porosas y permeables debido a la formación de minerales secundarios principalmente las arcillas. Mientras que en otros casos a mayor edad implica que se ha podido encontrar sometido a mayores eventos tectónicos que generan fracturas que favorece el incremento de la porosidad y de la permeabilidad.

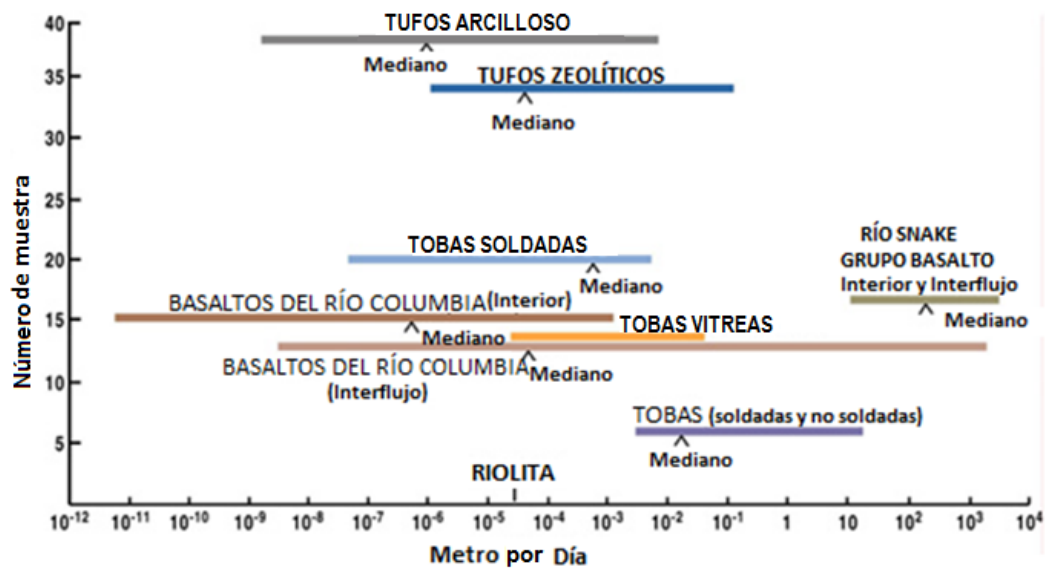


Figura 4.3: Valores de permeabilidad para diferentes rocas volcánicas (Wood and Fernández, 1988; tomado de la página web del Servicio Geológico de Colorado)



Foto 4.6: Afloramiento de rocas volcánicas de la Formación La Bocana, en la localidad de Río Seco Bajo. El buzamiento de las rocas volcánicas es hacia el Suroeste.

La permeabilidad en rocas piroclásticas depende de grado de consolidación y que tan soldada se encuentre. Como ya se ha mencionado anteriormente se cree que estas rocas en el área de estudio tienen mucha importancia en el comportamiento químico de las aguas subterráneas, estas rocas pertenecen a los Volcánicos La Bocana compuesta por aglomerados (véase Figura 4.3 y Foto 4.6).



Foto 4.7: Afloramiento de rocas volcánicas de la Formación La Bocana, en el cerro De Loro.

Cuadro 4.2: Valores teóricos de permeabilidad para diferentes materiales

	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹	10 ⁻¹⁰	10 ⁻¹¹	10 ⁻¹²	10 ⁻¹³
Conductividad Hidráulica, K (m/s)	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹	10 ⁻¹⁰	10 ⁻¹¹	10 ⁻¹²	10 ⁻¹³
Permeabilidad, K (darcy)	10 ⁵	10 ⁴	10 ³	10 ²	10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸
Valores relativos	Muy alto		Alto		Moderado			Bajo			Muy bajo			
Depósitos no consolidados														
Gravas	←→													
Arena limpia	←→													
Arena limosa	←→													
Till	←→													
Rocas														
Lutita y Limolita (No fracturada)	←→													
Lutita y Limolita (Fracturada)	←→													
Arenisca	←→													
Arenisca (Fracturada)	←→													
Calizas y Dolomías	←→													
Calizas y Dolomías Kársticas	←→													
Basalto	←→													
Basalto vesicular o fracturado	←→													
Roca cristalina fracturada y alterada	←→													
Roca cristalina	←→													

Fuente: Modificado de B.B.S. Singhal y R.P. Gupta 2010

4.2 Caracterización hidrogeológica

4.2.1 Parámetros morfológicos

La descripción de la geometría de la cuenca y su red de drenaje requiere mediciones de aspectos lineales de la red de drenaje, de área de la cuenca, del relieve y de las pendientes de tal forma que se puedan establecer las relaciones entre el régimen hidrológico y las características geomorfológicas de la misma.

Para Heras (1972), una cuenca es el área limitada por el contorno en el interior del cual el agua precipitada corre por su superficie, se encuentra y pasa por un punto determinado del cauce. Llamas (1993) la define como un espacio geográfico cuyos aportes son alimentados exclusivamente por las precipitaciones y cuyos excedentes en agua o en materias sólidas transportadas por el agua forman, en un punto espacial único, una desembocadura, una estación de aforo, o un punto arbitrario. El límite del área de una cuenca es la línea divisoria de aguas.

Superficie de la cuenca

La Subcuenca Chulucanas tiene las siguientes características:

Área total de la cuenca y área de drenaje

El área total de la subcuenca Chulucanas es de 1 017 km² limitada por la línea divisoria de aguas (ver Figura 4.4)

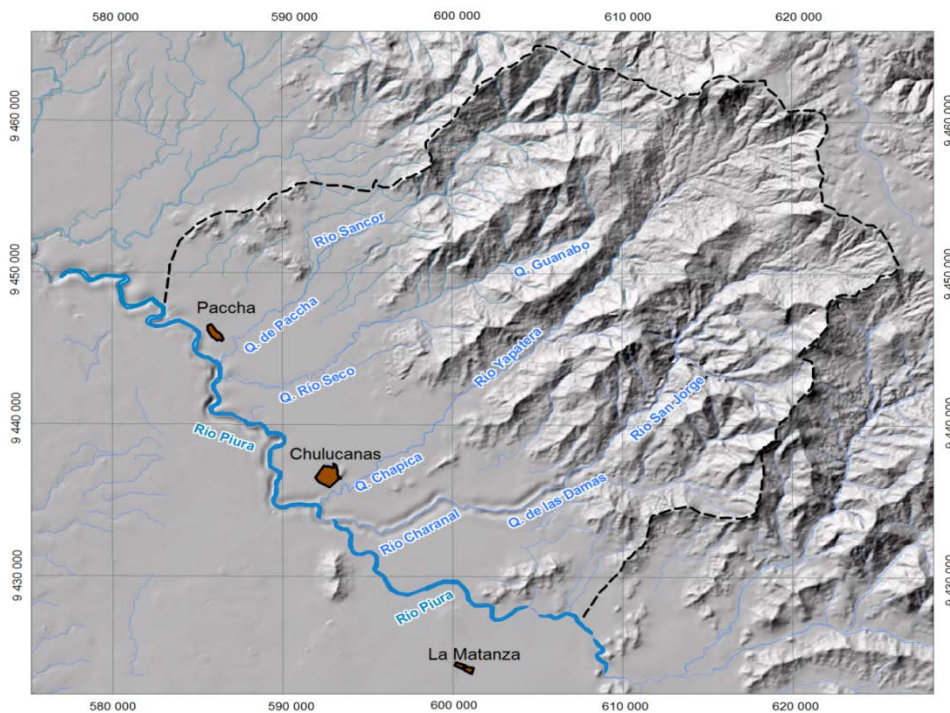


Figura 4.4: Línea divisoria de aguas subcuenca Chulucanas (Elaboración propia)

Perímetro

El perímetro que comprende la línea divisoria de aguas de la cuenca es de 146 km.

Forma de la cuenca

Índice de Gravelius o Coeficiente de Compacidad

Es la relación entre el perímetro de la cuenca y el perímetro de un círculo de área igual a la de la cuenca en estudio, obteniéndose la siguiente expresión:

$$K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}}$$

Donde:

P : Perímetro de la cuenca (km)

A : Área de la cuenca (km²)

Cuadro 4.3: Rangos del coeficiente de compacidad

Kc	Forma de la Cuenca	Tendencia Crecidas
1.00 – 1.25	De casi redonda a oval redonda	Alta
1.25 – 1.50	De oval redonda a oval oblonga	Media
1.50 – 1.75	De oval oblonga a rectangular	Baja

Fuente: FAO, 1985

El coeficiente de compacidad será mayor cuando más irregular sea la cuenca. Un coeficiente igual a 1 indica que la cuenca es de forma circular. La variación de este coeficiente está en función de la cuenca, si estas son muy alargadas presentarán coeficientes mayores a 2. La cuenca en estudio presenta un coeficiente de compacidad de 1.3, lo que indica que la cuenca tiene una forma ovalada y su tendencia a las crecidas es media (ver Cuadro 4.3).

Factor de forma

Es la relación entre el ancho medio (B) y la longitud del cauce principal (L) fue definida por Horton en 1945.

$$K_f = \frac{B}{L} = \frac{A}{L^2}$$

La cuenca de estudio presenta un factor de forma de 0.66, al ser menor que uno indica que tiene poca tendencia a concentrar escurrimiento superficial.

Características del Relieve

Permite evaluar la uniformidad o irregularidad de los contornos de la Subcuenca Chulucanas, entre las características evaluadas tenemos:

Curva Hipsométrica

Es una curva adimensional que muestra la variación con la elevación de la sub área de cuenca sobre aquella elevación. La elevación media de la Subcuenca es obtenida del porcentaje de altura correspondiente al 50% del área, para la subcuenca Chulucanas es 499 msnm.

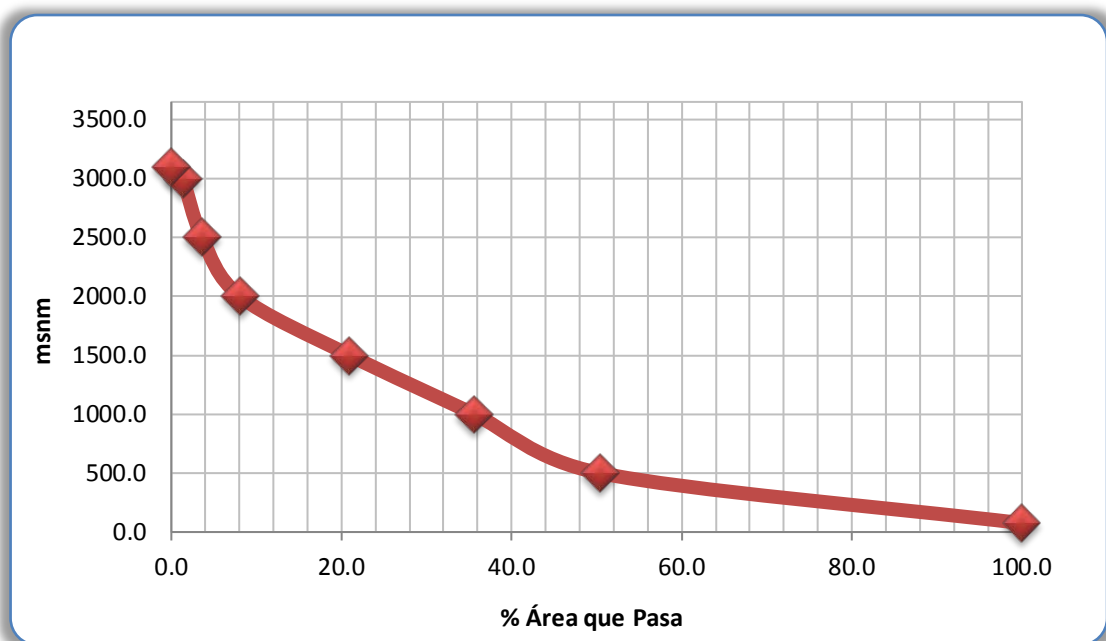


Figura 4.5: Curva hipsométrica subcuenca Chulucanas

Altitud Media

Se calcula midiendo el área entre los contornos de las diferentes altitudes características consecutivas de la cuenca; en la altitud media, el 50% del área está por encima de ella y el otro 50% por debajo de ella.

La altitud media se determina a partir de los cálculos de la curva hipsométrica y es el promedio ponderado de la relación elevación y área de la microcuenca como se aprecia en el siguiente cuadro.

Cuadro 4.4: Cálculo de la altura media de la subcuenca Chulucanas

Altura	Área (km ²)		Porcentaje (%)	
	Por Encima	Entre Rangos	Por Encima	Entre Rangos
75	1017.000		100.000	
500	512.700	504.000	50.413	49.587
1000	362.300	150.400	35.624	14.789
1500	213.100	149.200	20.954	14.671
2000	82.200	130.900	8.083	12.871
2500	36.600	45.600	3.599	4.484
3000	13.300	23.300	1.308	2.291
3100	0.000	13.300	0.000	1.308
			Altura Media	513.96

Pendiente Media de la Cuenca

Influye en el tiempo de concentración de las aguas en un determinado punto del cauce. El valor adoptado resulta del promedio aritmético de haber utilizado los siguientes criterios:

Criterio de Justin:

$$S_c = \frac{(C_{max} - C_{min})}{A^{0.5}}$$

Donde:

C_{max} : Cota del punto más alto del curso del río

C_{min} : Cota del punto más bajo del curso del río

A : Área de la cuenca (km²)

El área de estudio presenta una pendiente media de 91.72 m/Km.

4.2.2 Caracterización del medio

La caracterización del medio se realizó en función a sus características litológicas, considerándose así la hidrogeología de las rocas ígneas y las sedimentarias.

Una de las características principales de las rocas ígneas es su insignificante o casi nula porosidad primaria, en el área de estudio como ya se ha mencionado la mayor parte de las rocas de esta zona son ígneas, correspondientes a las Superunidades de Paltashaco y Malingas.

El suelo residual desarrollado sobre las rocas ígneas es una importante fuente de aguas subterráneas (véase Figura 4.4) depende del tipo y la potencia del suelo, como se ha mencionado anteriormente se ha reconocido este tipo de material en las estratificaciones de la cordillera occidental, específicamente en los granitos Paltashaco, el agua que se infiltra en esta material adquiere iones específicos derivados de los feldespatos la mayor importancia probablemente es como portante de iones. Un pequeño espesor y una realmente extensa capa de roca alterada pueden formar un potencial acuífero. Sin embargo, si hay una buena fuente perenne de recarga, incluso una delgada capa de 5 a 7 m de espesor puede ser una buena fuente de suministro de agua.

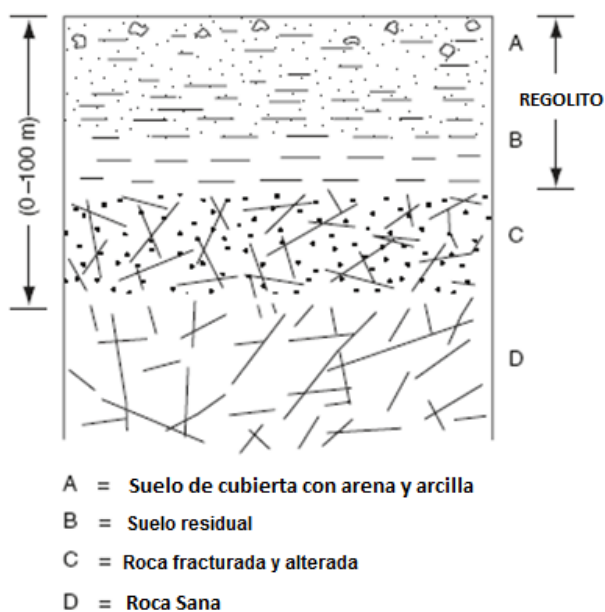


Figura 4.4: Perfil esquemático de alteración de rocas cristalinas

4.2.3 Unidades hidrogeológicas

Para la clasificación final de las formaciones geológicas se consideró al componente litológico como elemento principal.

En el mapa, las diferentes unidades hidrogeológicas se diferencian entre sí por un color característico y según la trama asignada dentro del grupo al que pertenecen (Cuadro 4.5). Para la representación de los colores se tomó el manual para la elaboración de mapas hidrogeológicos de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos (AIH), escrita por Struckmeier y Margat (1995).

La caracterización hidrogeológica se realizó en función a las características petrofísica de las unidades formacionales, y esta se basa en características como la porosidad y permeabilidad que están relacionadas con el movimiento o circulación de las aguas subterráneas y no tanto de su almacenamiento, localmente una formación con características propias de acuífero puede llegar a comportarse como un acuífugo si no presenta las condiciones estructurales o litológicas para su almacenamiento, que es condición necesaria para ser considerado como acuífero. Por lo tanto una unidad geológica regionalmente puede ser considerada como un acuífero pero localmente puede no cumplir tal cualidad (véase Cuadro 4.5).

Cuadro 4.5: Unidades hidrogeológicas del área de estudio

Unidad Hidrogeológica		Unidad Formacional	Simbología
Acuífero	Acuífero Poroso no Consolidado	Depósitos Fluviales	
		Depósitos Aluviales	
	Acuífero Poroso Consolidado	Formaciones Tambogrande y Yapatera	
Acuitardo	Acuitardo Volcánico	Formación La Bocana	
	Acuitardo Fisurado Detrítico	Formación San Pedro	
	Acuitardo Intrusivo	Unidades Ígneas Paltashaco y Malingas	

Fuente: Elaboración propia

Acuífero Detrítico No Consolidado

Lo conforman los depósitos fluviales y aluviales que rellenan el valle de Alto Piura, son de poco espesor y se consideran de poca importancia hidrogeológica. Superficialmente en algunos sectores presentan niveles arcillosos, donde también se forman costras salobres.

Acuífero detrítico consolidado

Lo conforman las formaciones terciarias Yapatera y Tambogrande. La Formación Yapatera está conformada por conglomerados con clastos de cuarcita y esquistos, con intercalaciones de areniscas tufaceas y tienen importancia hidrogeológica moderada, superficialmente especialmente en el sector sureste del área de estudio en los alrededores de Chulucanas, aunque en profundidad puede comportarse como una base impermeable debido a la cementación de la misma.

La Formación Tambogrande está conformada por conglomerados sin mucha matriz, lo que la hace muy importante desde el punto de vista hidrogeológico y mucho más en el sector noroeste del área de estudio, en los alrededores de Paccha, en donde inclusive se reconocen dos niveles.

Acuitardo volcánico

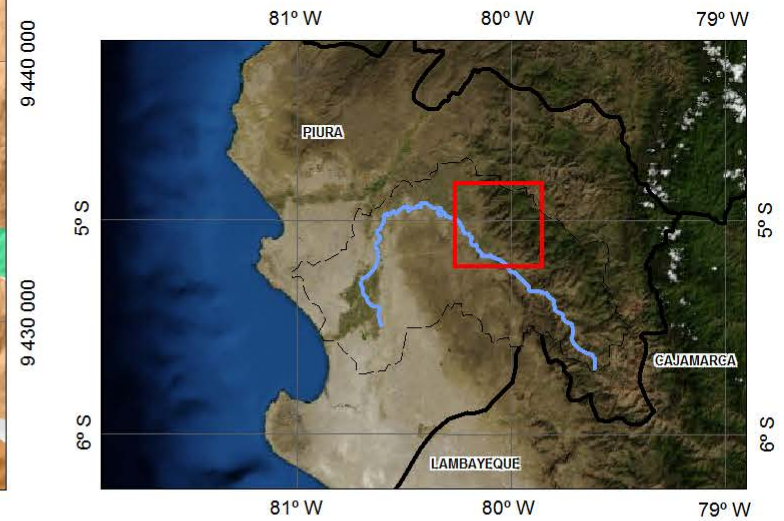
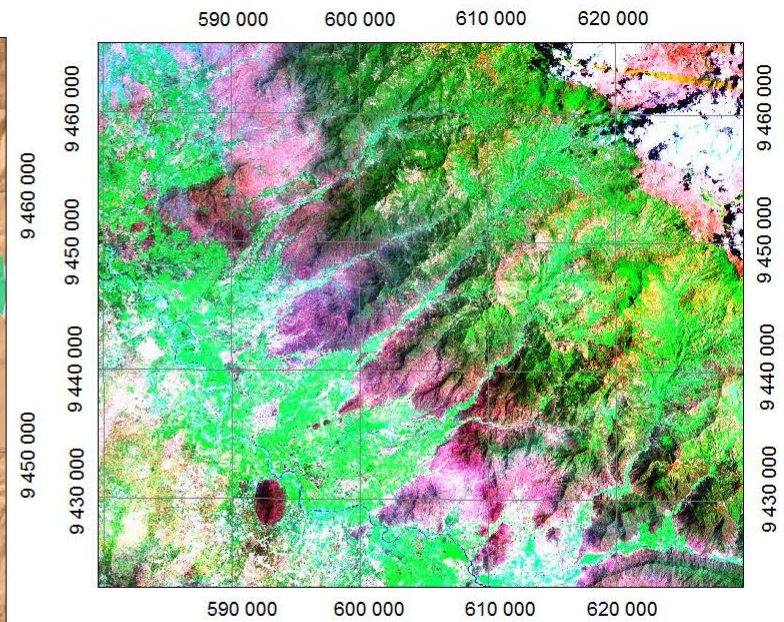
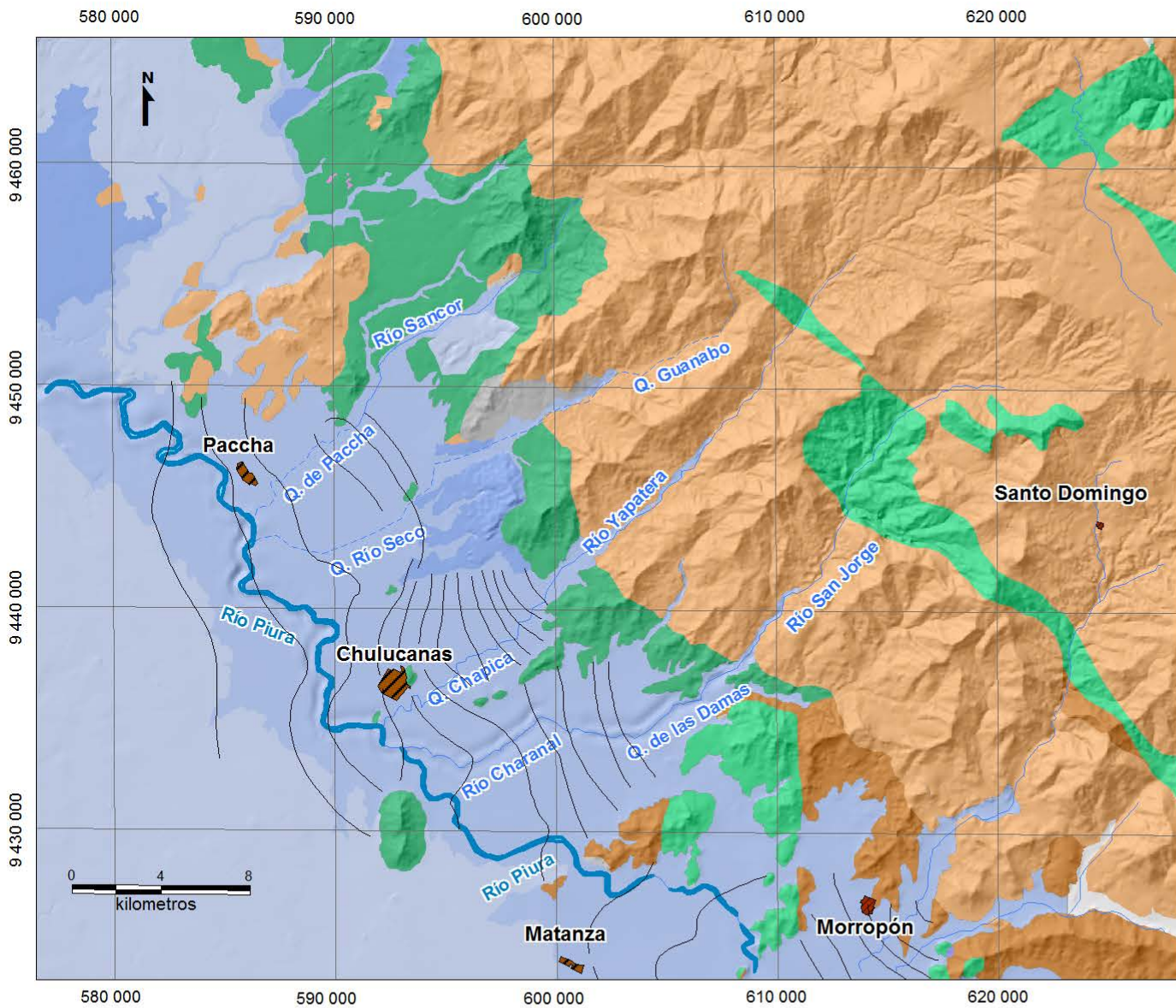
A esta unidad ha sido asignada la Formación La Bocana, constituido litológicamente por aglomerados volcánicos de composición basalto andesítica, sus características hidrogeológicas están ligadas a su porosidad primaria, que en algunos sectores puede ser alta y al grado de fracturamiento que esta exhibe superficialmente.

Por lo general a este tipo de unidades se le caracteriza por ser poco permeables. Regionalmente estas rocas presentan plegamientos debido a la tectónica del área, que pueden condicionar la movilidad de las aguas.

Acuitardo Intrusivo

A esta unidad fueron agrupadas todas las rocas intrusivas de la cuenca en estudio (Unidades Paltashaco y Malingas), por su características no son favorables ni para el almacenamiento y circulación. Sin embargo, superficialmente se encuentran intemperizadas formando por lo general un material areno limoso que puede si presentar condiciones para la circulación del agua, adicionalmente en el contacto con las unidades cuaternarias han sido registrados numerosos manantiales, por lo que se le asigna como acuitardo.




En profundidad estas rocas se comportan como basamento que se comporta como el límite impermeable del sistema hidrogeológico, en adición con el Complejo de Olmos.



UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS

- | | |
|---|--|
|  Acuitardo Volcánico |  Acuífero Poroso Consolidado |
|  Acuitardo Intrusivo |  Acuífero Poroso no Consolidado |
|  Acuífugo |  Acuitardo Fisurado Detrítico |

SIMBOLOGÍA

- | | |
|--|--|
|  Nivel piezométrico |  Límite departamental |
|  Río Piura |  Perímetro Urbano |
|  Límite de Cuenca |  Área de estudio |



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

MAPA HIDROGEOLÓGICO

Escala: Gráfica

Datum: UTM WGS84 17S

Fuente: INGEMMET

Elaborado por:

EDMAN BLAS

4.3 Recarga y descarga

Las áreas de recarga son aquellas en que el flujo subterráneo presenta un componente vertical descendente, y las áreas de descarga ascendente (ver Figura 4.5). La principal fuente de recarga es la infiltración. La recarga en rocas volcánicas antiguas es generalmente baja, atribuido a efectos de alteración y baja permeabilidad (Shinghal, B.B.S. and Gupta, R.P., 2010), resultando una alta escorrentía superficial. Las rocas intrusivas, presentan una amplia variación de recarga que depende de factores geológicos y climáticos.

La parte oeste de la Cordillera Occidental se encuentra cubierta por gran cantidad de vegetación, tanto las estribaciones como la cordillera en sí, lo que hace suponer la generación de un suelo residual de un espesor que no se pudo definir en este estudio. Se cree que este suelo es de poco espesor, la zona saturada no solo comprende este suelo residual sino también la parte superficial de las rocas intrusivas en las zonas de fracturamiento.

La zona de descarga la representan los cuerpos de agua superficial a partir del contacto de las rocas intrusivas con el material cuaternario depositado en las partes bajas de la cordillera.

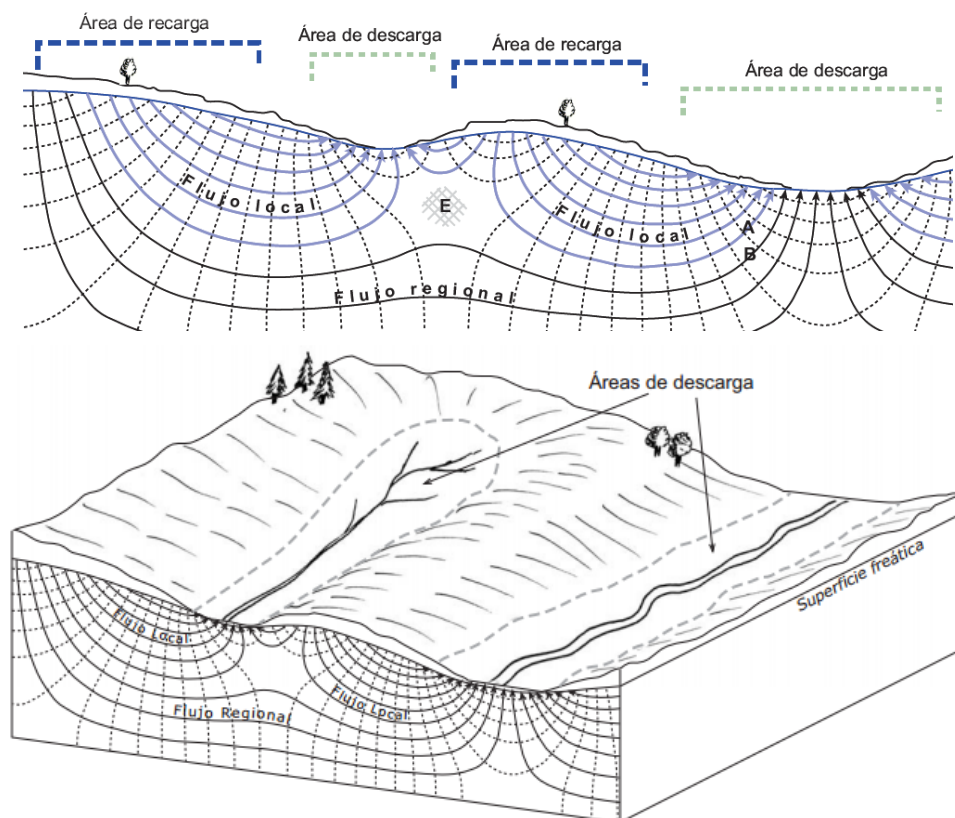


Figura 4.5: Perfil esquemático y vista en planta de flujos y área de recarga (Fuente: Universidad de Salamanca)

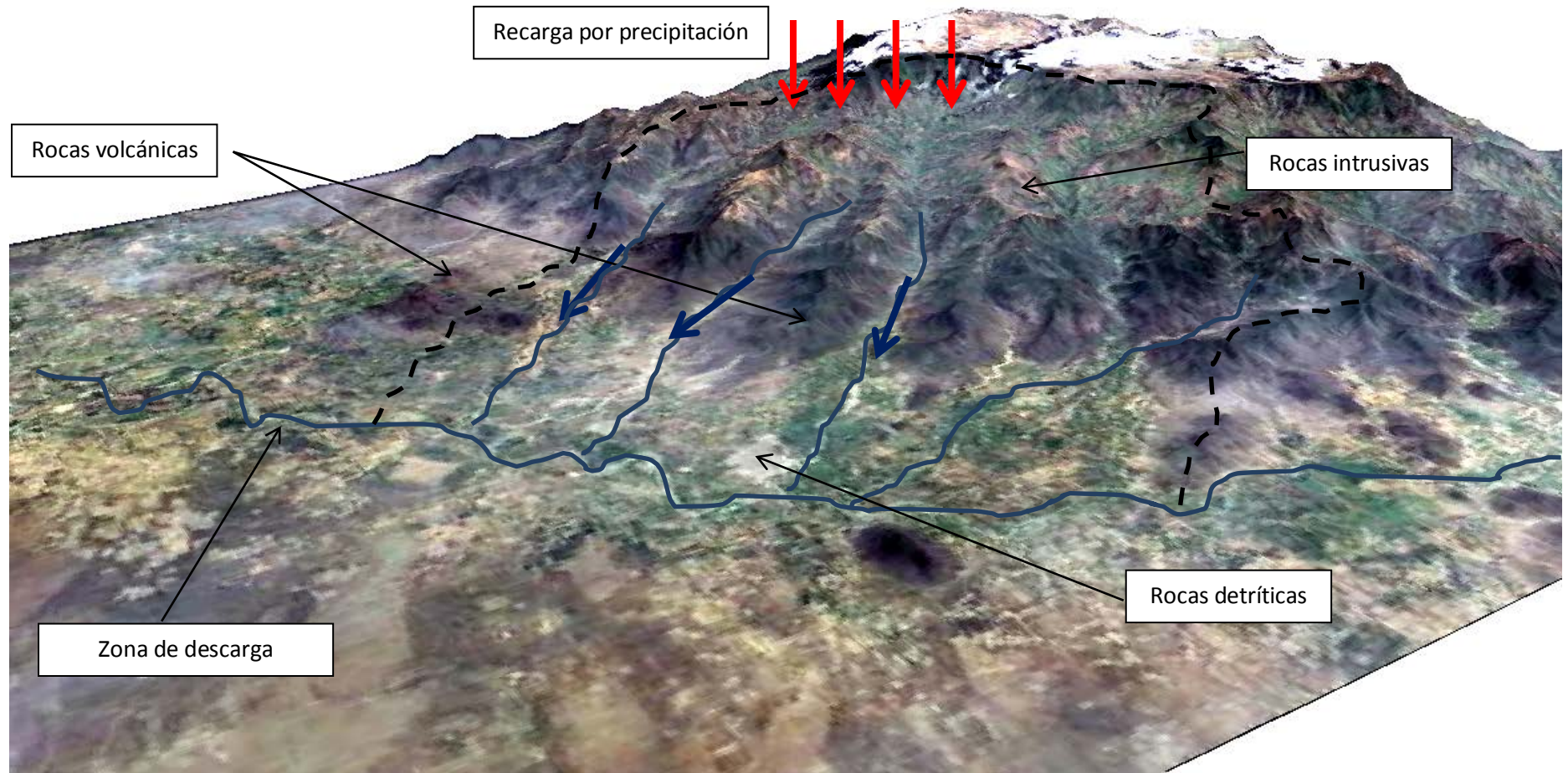


Figura 4.6: Modelo Esquemático del comportamiento hidrogeológico del área de estudio

4.4 Explotación del acuífero

El volumen total de reserva explotable que presenta el reservorio del acuífero del alto Piura es de 187 MMC/año en un área 542 Km² desde Tambogrande hasta Serrán. El nivel freático en la zona del alto Piura varía de 0.5 a 46 m, los datos mostrados a continuación fueron recopilados del inventario de recurso hídricos subterráneos elaborado por el INRENA.

En el área de estudio existen 950 pozos entre tabulares, mixtos o a tajo abierto, el volumen explotable en Chulucanas es de 23 044 328 m³/año mientras que el volumen explotable de las localidades entre Chulucanas y Tambogrande es de 12 735 740 m³/año haciendo un total de 35.7 MMC/año (véase Cuadros 4.6 y 4.7).

Cuadro 4.6: Distribución de los pozos por distrito

Provincia	Distrito	Nº de Pozos
Morropón-Chulucanas	Chulucanas	867
	Morropón	83
Total		950

Fuente: INRENA 2002

Cuadro 4.7: Volumen de Explotación por localidad

Provincia	Ubicación	Localidades	Volumen de Explotación (m ³)
Morropón-Chulucanas	Chulucanas	Batanes, Charanal, Chapica, San Martín, Yapatera entre otros	23 044 328
	Entre Chulucanas y Morropón	Paccha, Huápalas, Sol Sol, Yapatera y Nómala	12 735 740
Total			35 780 068

Fuente: INRENA 2002

4.5 Balance Hídrico

Con la finalidad de estimar los valores de ingresos y pérdidas naturales de agua en la cuenca de estudio, se realizó el balance hídrico considerándose periodos de registro de 20 años (1991-2011).

Para conocer el funcionamiento de una cuenca como unidad hidrogeológica es necesario cuantificar su balance hídrico. La expresión general del balance hídrico es la siguiente:

$$P = E + ETR + I$$

Donde:

- P : Altura de la precipitación mm
 I : Infiltración en mm
 ETR : Evapotranspiración en mm
 E : Escorrentía

Para el área de estudio se presentan los siguientes valores:

$$P = E + ETR + I + \text{Bombeos}$$

$$877.8 \text{ mm} = 249.4 \text{ mm} + 473 \text{ mm} + I + 35.2 \text{ mm}$$

$$I = 120.2 \text{ mm}$$

$$100 \% = 28.4 \% + 53.9 \% + 13.7 \% + 4 \%$$

Tanto los valores de precipitación, escorrentía y evapotranspiración fueron calculados y descritos en el capítulo 2, mientras que los bombeos se describen en la sección 4.4 de este capítulo.

Obteniéndose un valor de infiltración de 120.2 mm que representa el 13.7 % del volumen de agua en el sistema (véase Figura 4.7).

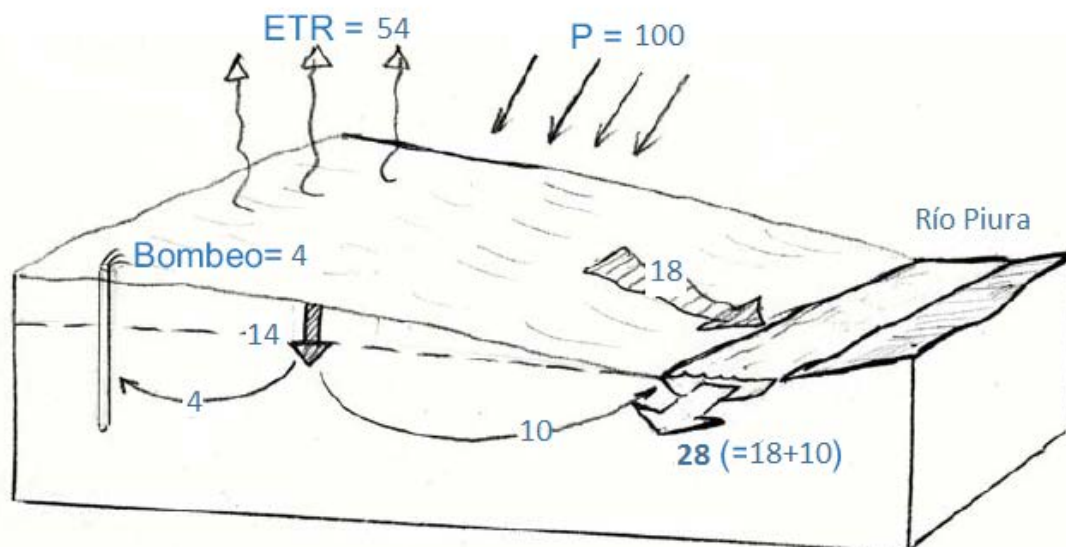


Figura 4.7: Representación gráfica del balance hídrico del área de estudio (Fuente: Modificado de Sánchez, Universidad de Salamanca, 2014).

4.6 Hidrodinámica

Los parámetros hidrodinámicos de la cuenca de estudio fueron obtenidos a partir de la información recopilada de estudios realizados por el INRENA.

4.6.1 Transmisividad

El valor de la transmisividad ha sido determinado en casi toda la extensión del acuífero poroso consolidado por diferentes estudios realizados en esa área cabe mencionar los realizados por el INRENA y el ANA. Se ha considerado presentar en este estudio el ensayo de bombeo realizado en el pozo La Tercera (Ver Anexos), no como un valor representativo sino más como ejemplo de los otros ensayos realizados en el área de estudio.

$$T = 0.183 \frac{Q}{\Delta d}$$

El INRENA en su inventario y monitoreo de pozos en el valle del Alto Piura encuentra valores de transmisividad del orden de $0.17 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ a $2.21 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ para los pozos ubicados en Chulucanas, y valores del orden de $0.25 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ a $3.33 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ para pozos ubicados entre Chulucanas y Tambogrande.

Cuadro 4.8: Resultados pruebas de bombeo Chulucanas

IRHS (20/04/01 -)	Transmisividad ($\text{T} \times 10^{-2}$)	
	Descenso (m^2/s)	Recuperación (m^2/s)
25	1.79	1.99
42	0.95	0.92
178	0.78	0.88
50	0.52	0.61
181	0.42	1.83
148	0.17	0.17
771	1.93	2.21

Fuente: IRHINRENA 2002

4.6.2 Porosidad Eficaz o Coeficiente de Almacenamiento

Cuando se habla de acuíferos confinados se introduce el término de coeficiente de almacenamiento, debido a que cuando se explota agua de estos acuíferos los poros aun contienen agua y la explotación solo genera una disminución de la presión, cuando el acuífero es libre este valor es equivalente al de la porosidad eficaz.

Para la zona de Chulucanas se ha encontrado un valor de coeficiente de almacenamiento de 3.9%, mientras que para la zona entre Chulucanas y Tambogrande existe un coeficiente de almacenamiento que varía de 1,02% a 4,00%.

Capítulo 5

HIDROGEOQUÍMICA

Los procesos de alteración de las rocas dan lugar a la adquisición de iones por parte de las aguas que se infiltran en el subsuelo, esto mediante procesos de interacción de agua y rocas. La alteración que produce el agua a la roca genera la aparición de nuevas sustancias que bien pueden precipitarse o disolverse. La disolución y precipitación puede ser descrita con ayuda de leyes de acción de masas tanto reversibles como heterogéneas reacciones. En general la solubilidad de un mineral es definida como la masa de un mineral, el cual puede ser disuelto con un determinado volumen de solvente. La abundancia relativa de varios elementos en el agua subterránea depende de su movilidad química

La composición del agua subterránea está controlada por interacciones químicas y bioquímicas con el material geológico a través del cual fluye el agua, así como también la química inicial del agua que se infiltra (Berkowitz B., *et al* 2008). Porque principalmente los componentes inorgánicos disueltos en el agua subterránea están en una forma iónica, el agua subterránea puede ser considerada como una solución electrolítica con una conductancia de décimas de microsiemens (un valor cercano al del agua de lluvia) a cientos de miles de microsiemens (salmueras). Los constituyentes inorgánicos disueltos están agrupados en tres clases, los constituyentes mayores con concentraciones mayores a 5 mg/L; los constituyentes menores con concentraciones entre 0.01 y 5 mg/L; y los constituyentes trazas que tienen concentraciones menores a los 0.01 mg/L, en la siguiente cuadro se muestran los grupos mencionados.

El agua subterránea puede contener gases disueltos como resultado de la exposición con el ambiente superficial antes de la infiltración de agua, por el contacto con la superficie de la

fase gaseosa y el gas producido biológicamente debajo del nivel del agua. El gas más importante disuelto en el agua subterránea es el CO_2 .

La composición química del agua subterránea depende de muchas condiciones, tales como el clima, el marco estructural y principalmente las características mineralógicas de las formaciones geológicas presentes en el área de estudio. Así mismo se realizaron mediciones de los parámetros físico – químicos de campo (temperatura, conductividad eléctrica, pH y sólidos disueltos totales) para todos los puntos muestreados.

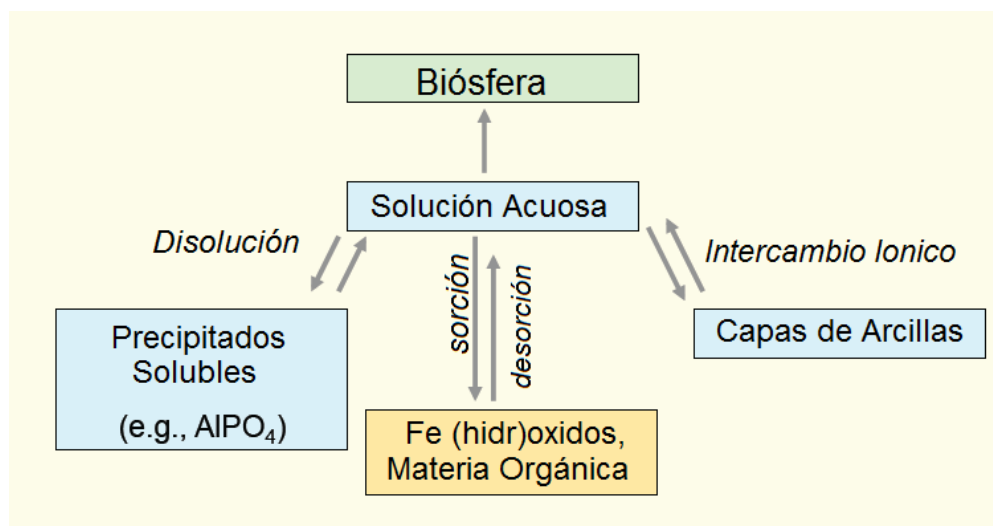


Figura 5.1: Procesos químicos fundamentales que controlan la concentración de iones disueltos (Fuente: Traducido de DM Sherman, Universidad de Bristol)

5.1 Hidrogeoquímica General de las Aguas Subterráneas en la Cuenca del Río Piura

Para el desarrollo de esta sección se ha considerado tomar como referencia a los siguientes estudios: “Inventario de Fuentes de Agua Subterránea en el Valle Medio y Bajo Piura”, “Inventario de Fuentes de Agua Subterránea en el Valle del Alto Piura”, “Inventario y Evaluación Nacional de aguas Subterráneas Cuenca del Río Piura” del INRENA, Estudio Geodinámico de la Cuenca del Río Piura” del INGEMMET e Hidrología Isotópica para Optimizar la Gestión de Riesgo de los Recursos Hídricos en el Norte del Perú: El Acuífero Alto Piura – Perú” de la Universidad de Piura.

5.1.1 Hidrogeoquímica de la Cuenca Baja

Para una mejor descripción de la hidrogeoquímica de este sector se la ha dividido en cuatro zonas, la Zona I que corresponde a las localidades de Brenal – Rinconada Llicuar – Bellavista – Sechura – Cristo Nos Valga, la Zona II que corresponde a La Unión – La Arena – El Tallán – Cura Mori, la Zona III Catacaos y finalmente la Zona IV Castilla (véase Figura 5.2).

En el acuífero del Bajo Piura existen dos unidades hidrogeológicas, la primera un acuífero libre compuesto por niveles arcillosos y de arena de grano fino y excepcionalmente niveles areno gravosos, la segunda un acuífero confinado, en la Formación Zapallal, y cuyo techo se ubica a una profundidad aproximada de 100 m. La conductividad eléctrica varía entre 0.62 y 6.71 mmhos/cm lo que indica la presencia de aguas tanto dulces como salobres, la dureza fluctúa entre 71.2 y 637,7 ppm de CaCO₃, con relación al pH este varía de 6.41 a 8.97.

En cuanto a las facies hidrogeoquímicas la que predomina en el área de estudio es la clorurada sódica, esto es debido a la evaporación que es propia en este tipo de región árida.

Cuadro 5.1: *Facies hidrogeoquímicas en las zonas de estudio*

Zona	Facie Hidrogeoquímica
I	bicarbonatada sódica
II	clorurada sódica bicarbonatada sódica
III	clorurada sódica
IV	clorurada sódica

Como se puede observar las aguas inician su recorrido, en la parte media y baja de la cuenca del río Piura, como clorurada sódica aguas altamente salobre esto debido a como ya se mencionó la alta evaporación en el sector. Pero conforme avanzan en su recorrido a la parte baja se vuelven bicarbonatadas sódicas, esto debido a que en su trayecto atraviesan rocas calcáreas presentes en los niveles de las formaciones Zapallal y Mancora.

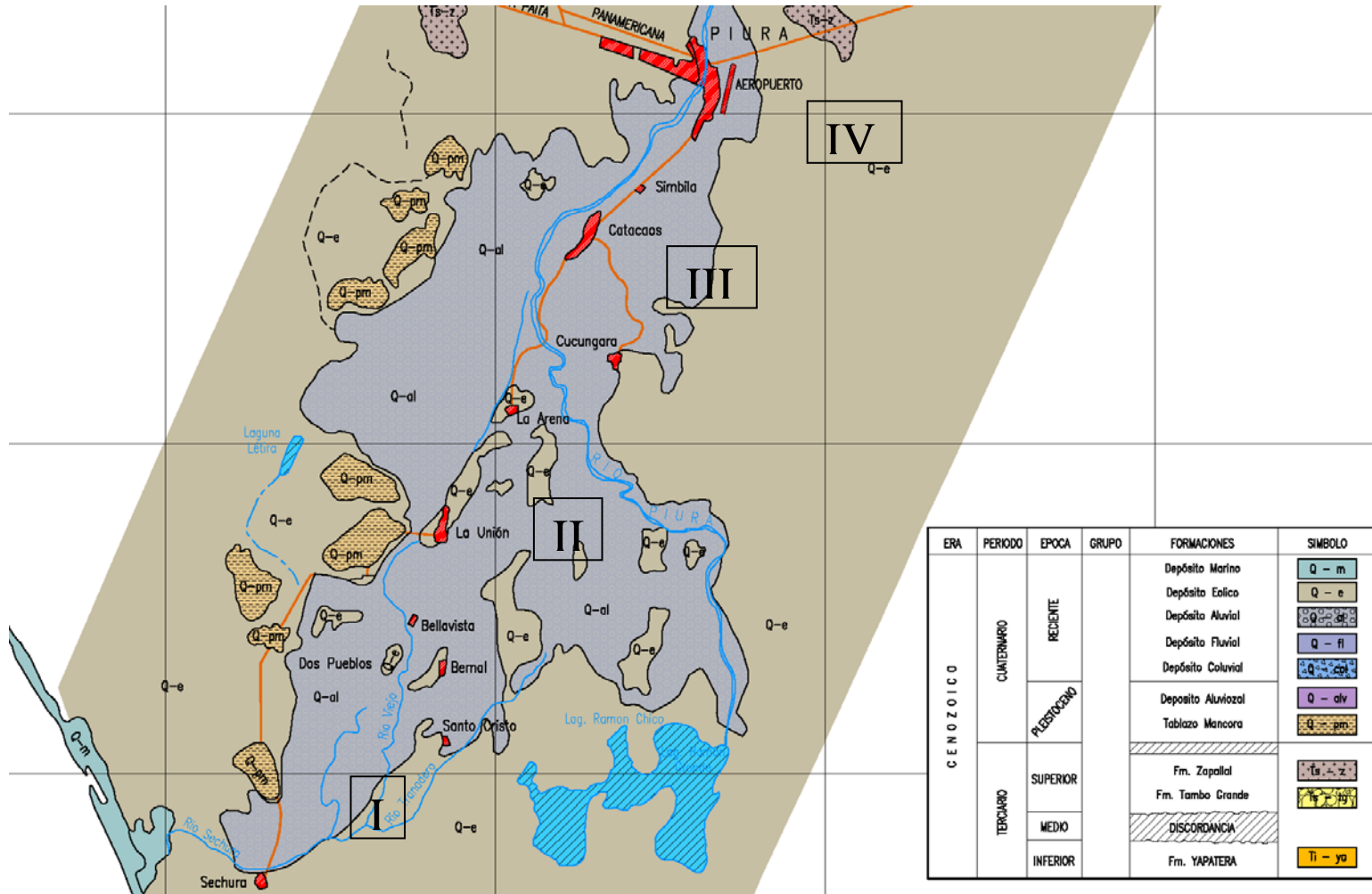


Figura 5.2: Geología regional Cuenca Baja del Río Piura (Elaboración propia)

Esta zona de la cuenca del río Piura presenta un relieve muy plano lo que ha generado muchos causes, y desde la Unión es difícil distinguir cual es el cauce principal, al dividir el cauce del río de uno a varios se favorece a la filtración de las aguas al subsuelo y acompañado de la alta evapotranspiración no permiten que la aguas del río Piura lleguen al Pacífico, eventualmente durante el Fenómeno del Niño lo logra.

Este tipo de acuífero debido a su extensión puede presentar, en cuanto a facies hidrogeoquímicas, variaciones laterales como verticales.

5.1.2 Hidrogeoquímica de la Cuenca Alta

Las rocas metamórficas de bajo grado (filitas y pizarras) tienen una alta porosidad pero baja permeabilidad, por lo tanto una mayor cantidad de contacto del agua subterránea con la matriz rocosa, el total de sólidos disueltos y la concentración de iones y aniones es mucho mayor que las rocas de alto grado como las granulitas y gneises.

El agua subterránea en pizarras con pirita tiene más SO_4^{-2} y menos pH. En los micaesquistos que son equivalentes al granito en composición química el agua subterránea es alcalinamente rica; pero en anfibolitas, las cuales son equivalentes a las rocas ígneas básicas, el agua subterránea es rica en tierras alcalinas.

La zona alta se puede dividir en 5 zonas, una correspondiente a San Miguel del Faique (zona I), Buenos Aires (zona II), La Matanza (zona III), Chulucanas (zona IV) y Tambogrande (zona V).

La zona I presenta en mayor proporción facies bicarbonatadas cálcicas y en menor proporción bicarbonatadas sódicas, esta composición se debe a que las aguas han sufrido poco recorrido además de presentar un espesor de material cuaternario bajo, lo que hace que las aguas subterráneas se encuentren a poca profundidad y se desplacen sobre rocas paleozoicas fracturadas (véase Figura 5.4).

La zona II, corresponde a la localidad de Buenos Aires, la facie hidrogeoquímica predominante es la clorurada sódica y en menor proporción las bicarbonatadas cálcicas y sódicas. Como se puede observar en la Figura 5.4 esta zona presenta depósitos cuaternarios que son mucho más grandes en extensión tanto horizontal como vertical que la zona I, además de presentar mayores temperaturas lo que favorece la evapotranspiración y la generación de salitres que hace que las aguas sean cloruradas sódicas.

Al igual que la zona II, la zona III es en mayor proporción clorurada sódica y en menor proporción presenta facies bicarbonatadas cálcicas y sódicas, el pH en este sector varía de 6.6 a 8.10 y el total de sólidos disueltos va de 465 a 856 ppm.

Chulucanas (zona IV) presenta facies bicarbonatadas sódicas y cálcicas, y un pH que varía de 6.2 a 7.8. La zona V, presenta facies cloruradas sódicas en el sector de Paccha, sulfatada sódica en Malingas y clorurada cálcica en Paccha y Río Seco. La presencia de aguas sulfatadas puede deberse a que exista sulfuros metálicos en la zona, que proceden de la disolución de las mismas en un ambiente oxidante. La variación de facies laterales en esta última hace suponer que en el lugar se dan diferentes procesos hidrogeoquímicos.

De este último párrafo nace la interrogante con respecto a la variabilidad química de las aguas subterráneas en esta zona de la cuenca del río Piura, como medida para poder conocer estos procesos nace esta investigación cuyos procedimientos y conclusiones se describen en las siguientes secciones.

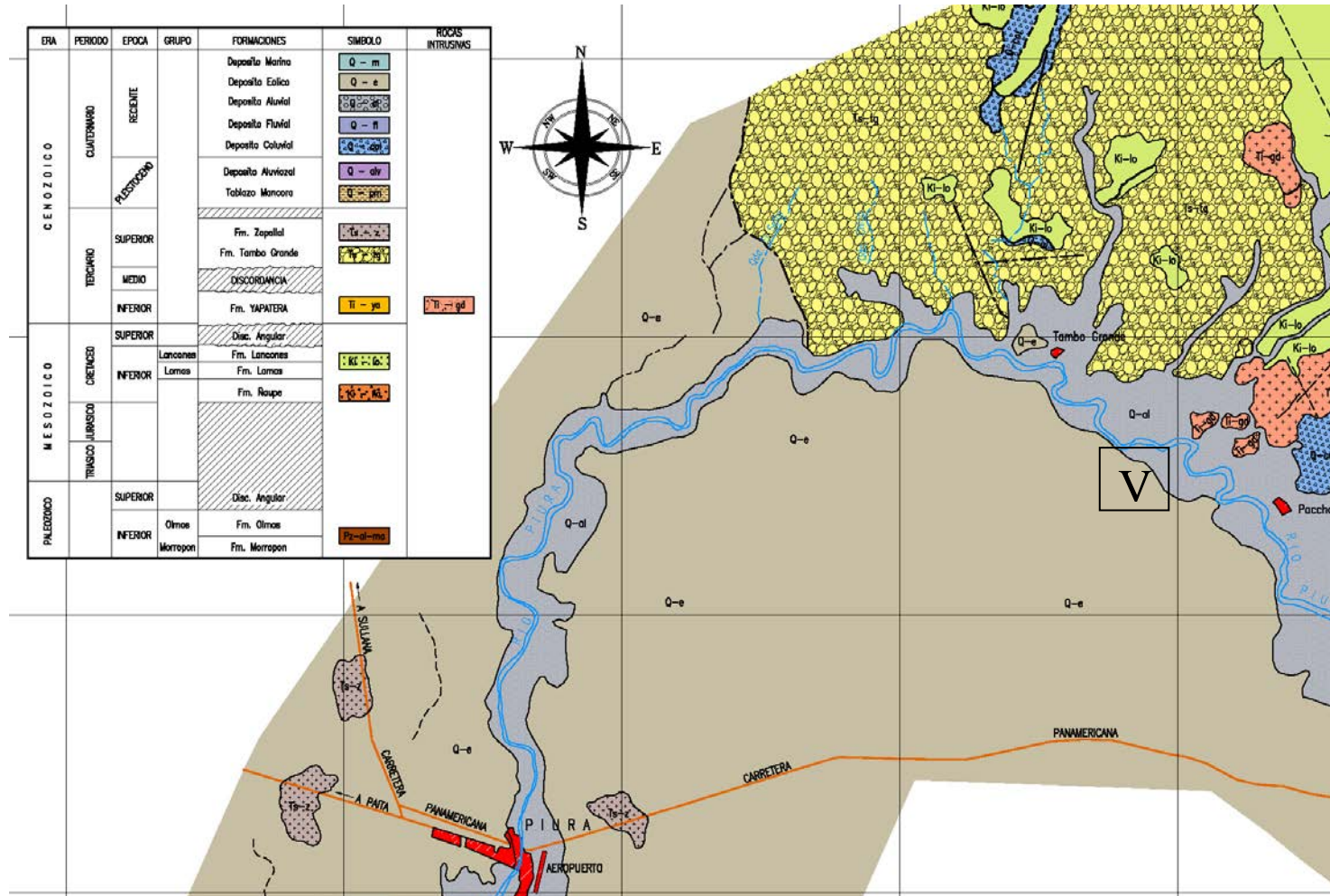


Figura 5.3: Geología regional Cuenca Media del Río Piura (Elaboración propia)

5.2 Hidrogeoquímica General de la Zona de Estudio

La subcuenca de Chulucanas comprende una superficie aproximada de 1800 km² en las que se ubican las localidades de Chulucanas, Yapatera, Sol Sol, La Viña, Cruz Pampa, Paccha y la Hacienda Casana. Como parte de la interpretación de la evolución geoquímica de las aguas subterráneas, no sólo espacial sino temporal, se ha recurrido a la información química de estudios realizados por diferentes entidades nacionales y privadas (UDEP, INRENA, ANA y PRONASTER) para los años 1978, 1989 y 2003 para determinar la variación en el tiempo de la composición química del agua subterránea.

5.2.1 Facies Hidrogeoquímicas

La representación de estos datos se hará con el diagrama Stiff, que está compuesta por tres ejes horizontales donde se presentan las concentraciones de los principales iones y cationes en miliequivalentes por litro en un lado los cationes y en el otro los aniones, cuando estos valores se ubican en los ejes los puntos resultantes al ser unidos con segmentos forman una figura geométrica representativa para cada tipo de aguas.

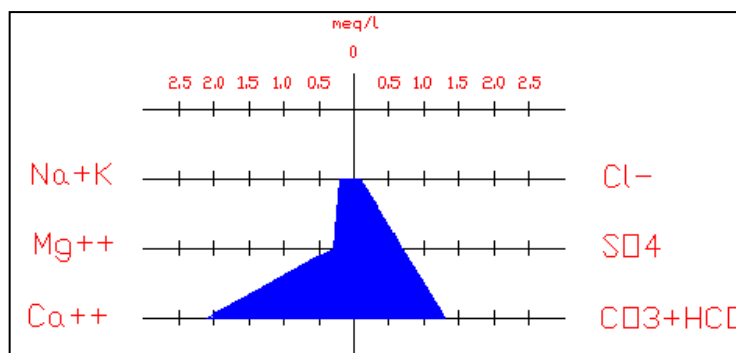


Figura 5.5: Representación diagrama Stiff (Elaboración: Propia).

Estas figuras se presentan en un plano con coordenadas de tal forma que se puedan identificar agua con características químicas similares. Tanto para las muestras analizadas de 1978 y 2003 no existe un cambio significativo, en el tiempo, de la composición química del agua subterránea. A escala regional el agua subterránea presenta variaciones tanto laterales como verticales en cuanto a su composición química debido a cambios litológicos, climáticos y la trayectoria que realiza el agua subterránea.

El desarrollo de una determinada facie hidrogeoquímica depende de las características mineralógicas del medio geológico y la extensión de estas facies está controlada por el flujo de las aguas subterráneas (Galindo et al., 2003), para poder representar estas facies y como es que actúan en la evolución geoquímica de las aguas subterráneas se han elaborado perfiles hidrogeoquímicos descritos en la sección 6.1. Para poder determinar qué facies existen en la zona de estudio se ha recurrido a la ayuda de los diagramas Piper (Vallejos, et al., 2005) que se muestran en la Figuras 5.9 y 5.12. Otro tipo de representación gráfica del análisis químico, se hizo con la gráfica semilogarítmica propuesta por Scholler (1955). La concentración se plotea en meq/L, este tipo de diagrama nos permite hacer una comparación visual de las diferentes composiciones químicas de las aguas analizadas (véase Figuras 5.11 y 5.14).

Finalmente, para la interpretación de los resultados se usó el diagrama Durov (Zaporozec 1972; Lloyd and Heathcole 1985). Los puntos muestreados son ploteados en 2 triángulos para luego ser proyectados en un cuadrado central, donde se representa la totalidad de las características químicas de las muestras. (Fig. 5.10 y 5.13)

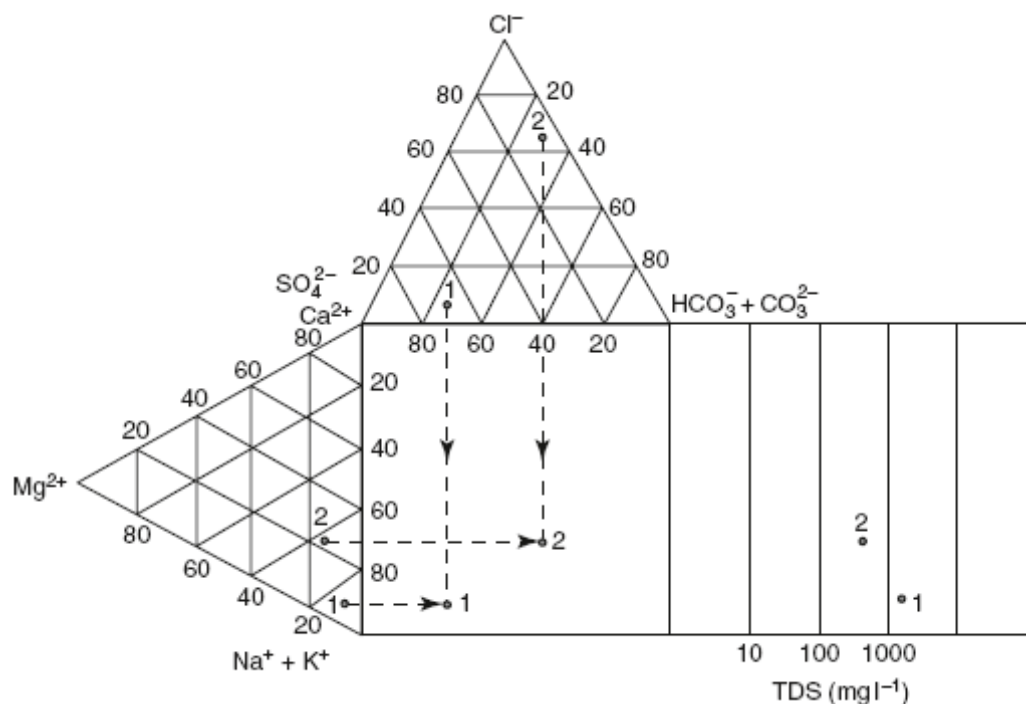


Figura 5.6: Representación diagrama Durov (Fuente: *Applied Hydrogeology of fractured Rocks*)

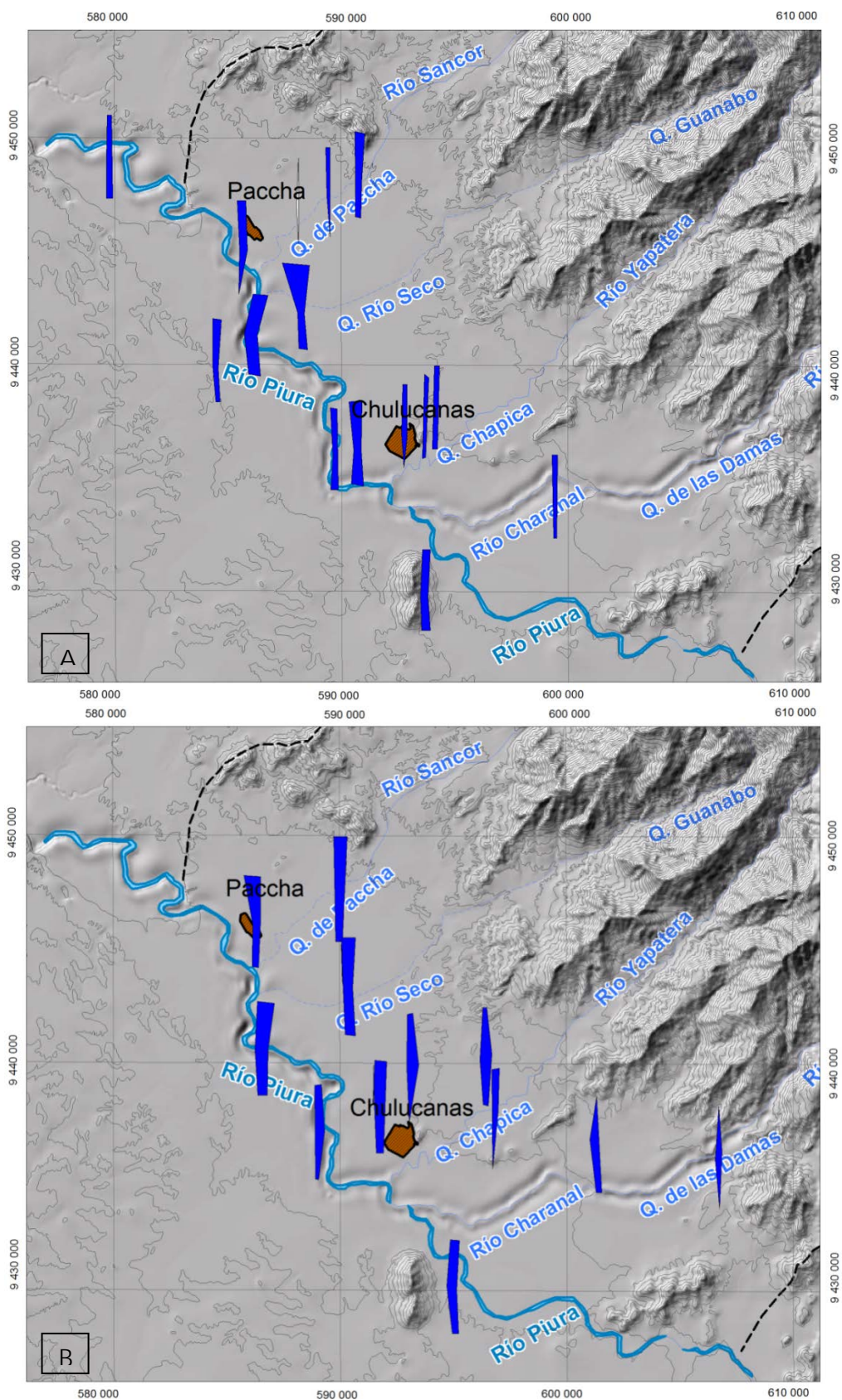


Figura 5.7: Diagramas Stiff muestras de agua de: A) 1978 (ANA) y B) 2003 (UDEP)

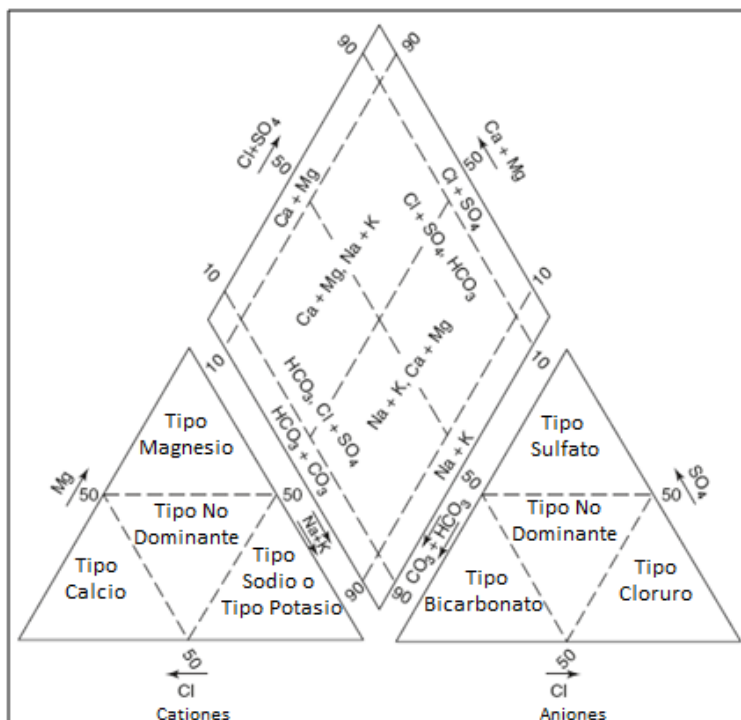


Figura 5.8:
Representación
diagrama Piper
tomado de *Applied
Hydrogeology of
fractured Rocks*

Para la identificación de facies en la cuenca de estudio se han utilizado los datos químicos de estudios realizados por el ANA en el año 1978 y 1989; y la UDEP en el año 2003, cada uno de estos resultados fue utilizado de tal forma que ayude a la comprensión de los cambios químicos del agua subterránea. Los resultados analizados para la campaña de estudio hechos por el ANA en el año 1978, se representaron en un diagrama Piper, y son usados para la interpretación de la evolución geoquímica del agua subterránea a lo largo de una línea de flujo, debido a que se cuenta con una mayor información (mayor cantidad de puntos analizados) y serán tratados en el siguiente capítulo.

En el caso de las muestras analizadas en 1989, se dispusieron de tal forma que puedan ser interpretadas por su ubicación, los puntos verdes fueron muestras tomadas en el sector de Talandracas y Chulucanas, mientras que los puntos rojos fueron tomados en Paccha. Nótese que las muestras de Talandracas presentan mayor contenido de iones Ca^{+2} y las muestras de Paccha tienen un mayor contenido en iones Na^{+1} y K^{+1} . Los análisis realizados por la UDEP, indican que las muestras de la margen izquierda del río Piura son del tipo clorurado sódico o sulfatado sódico, mientras que las muestras de la margen derecha en su mayoría son del tipo bicarbonatada cálcica o bicarbonatada sódica.

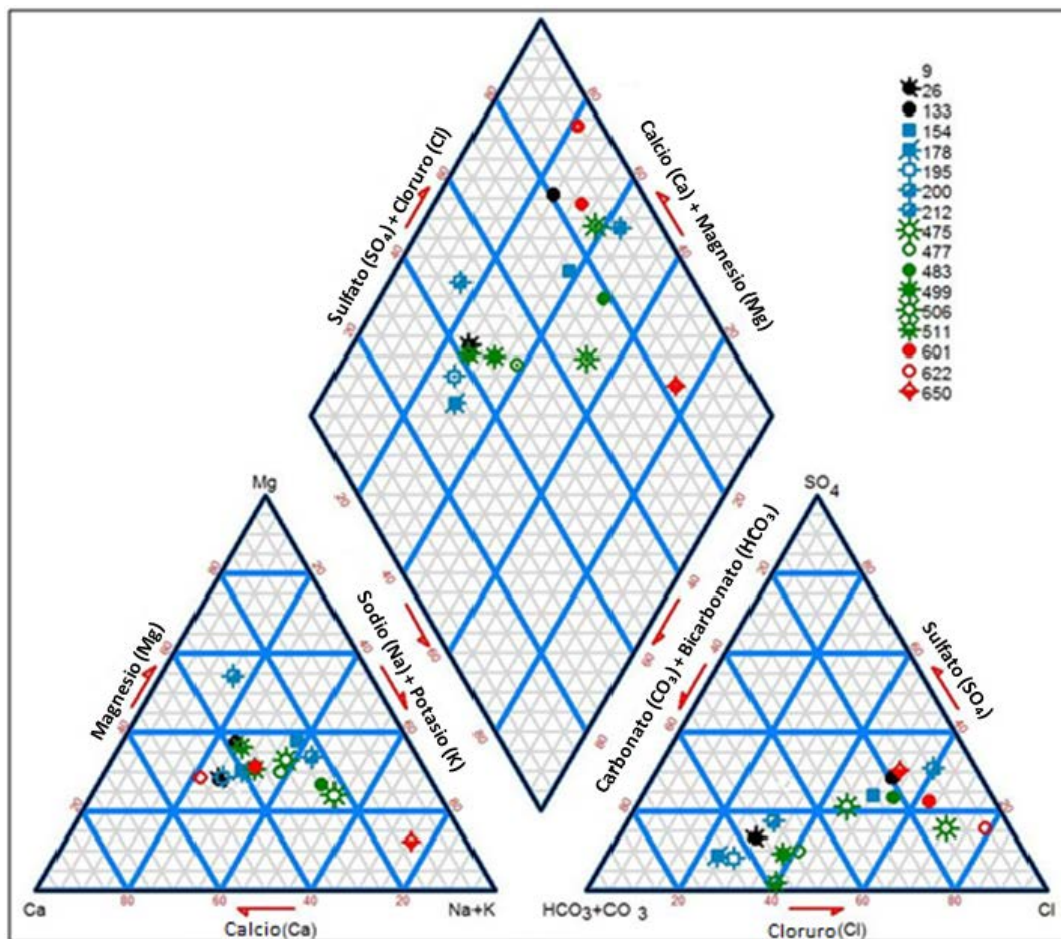


Figura 5.9: Resultados diagrama Piper para las muestras de 1978, ANA (Elaboración: Propia)

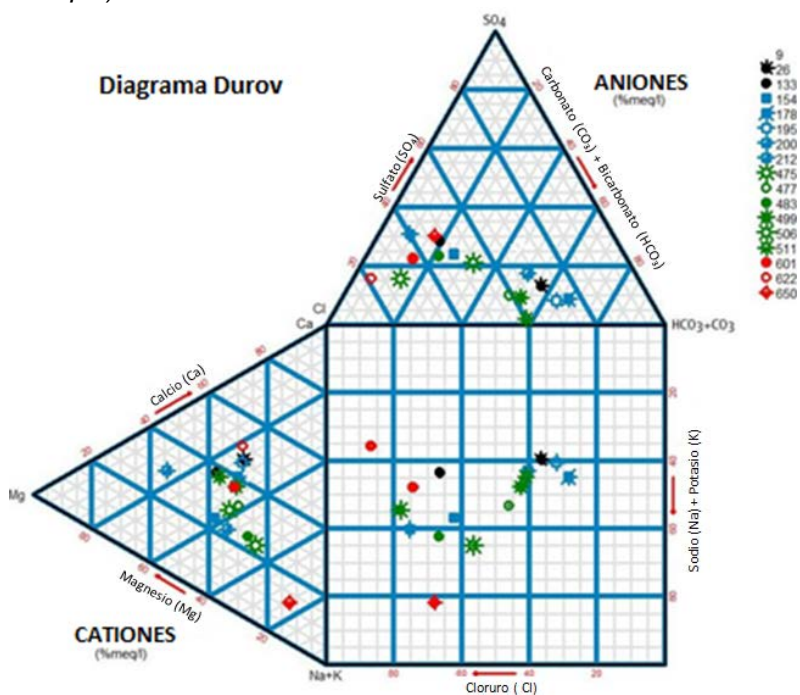


Figura 5.10: Resultados diagrama Durov para las muestras de 1978 ANA (Elaboración: Propia).

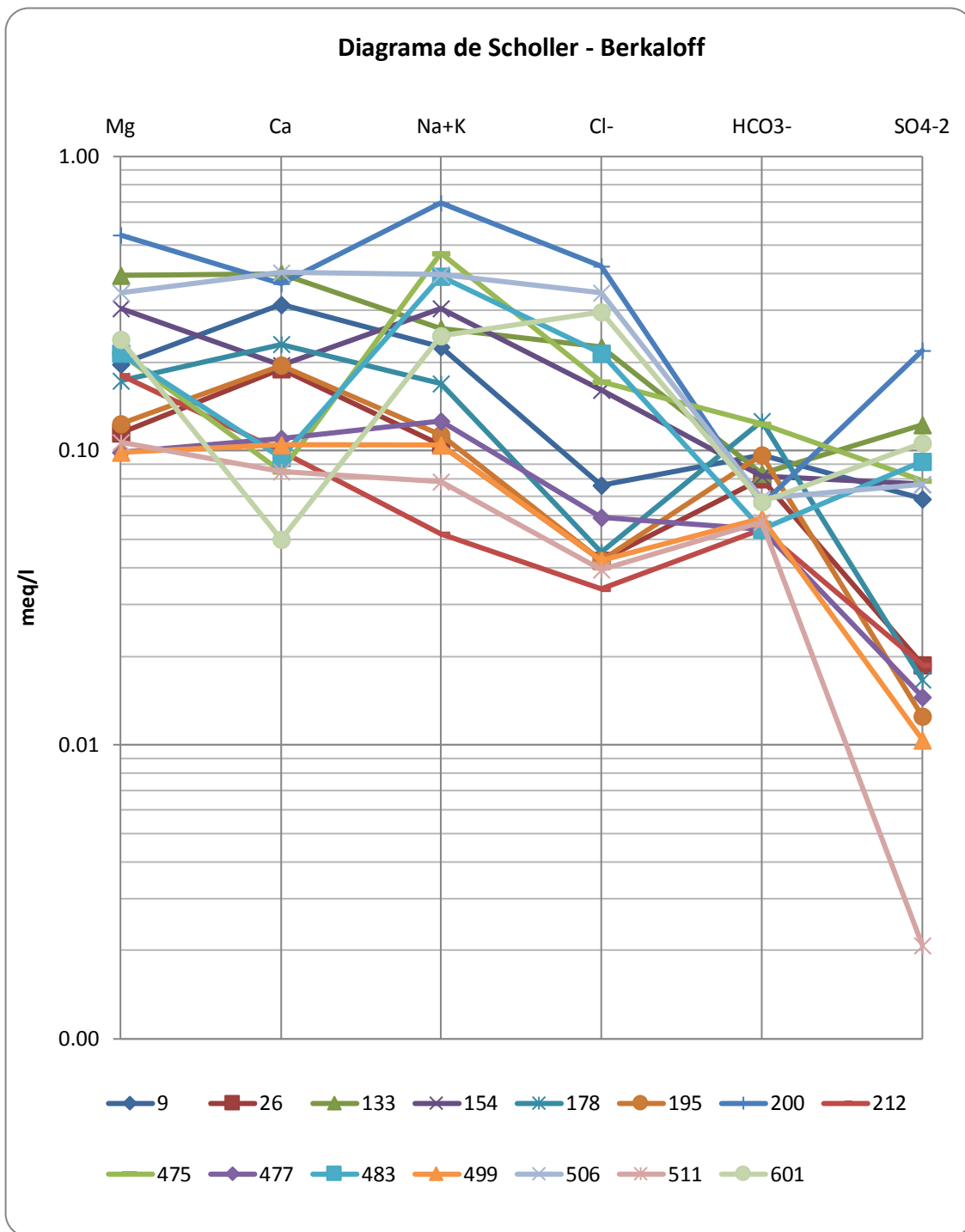


Figura 5.11: Resultados diagrama Scholler para las muestras de 1978, ANA
(Elaboración: Propia)

En la Figura 5.11 se representa la concentración de los cationes y aniones mediante el diagrama Scholler para las muestras analizadas de 1978, en ella se puede comparar las diferentes concentraciones en meq/l.

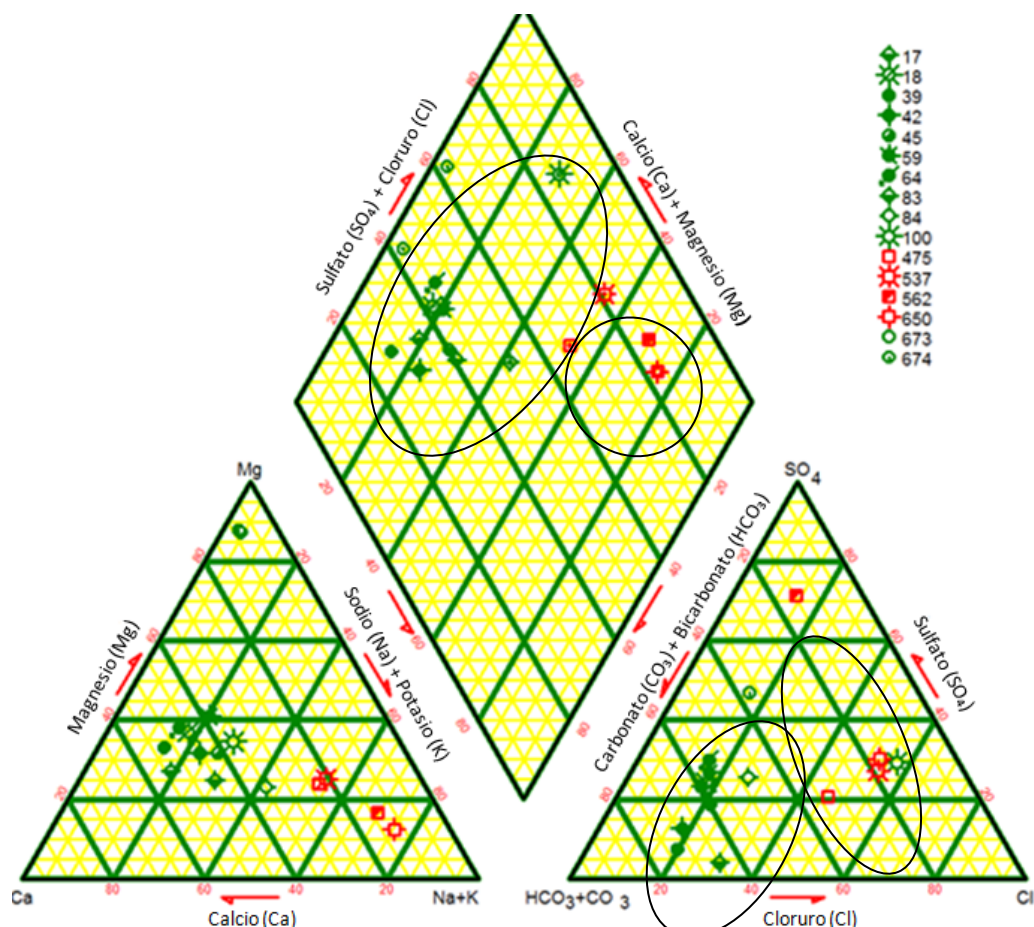


Figura 5.12: Resultados diagrama Piper para las muestras de 1989, ANA (Elaboración: Propia)

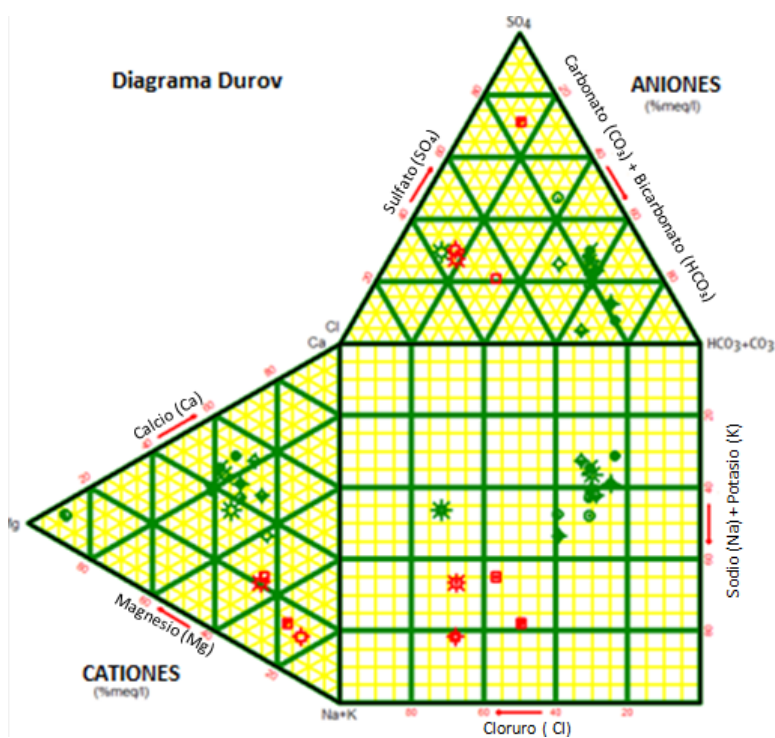


Figura 5.13: Resultados diagrama Durov para las muestras de 1989, ANA (Elaboración: Propia)

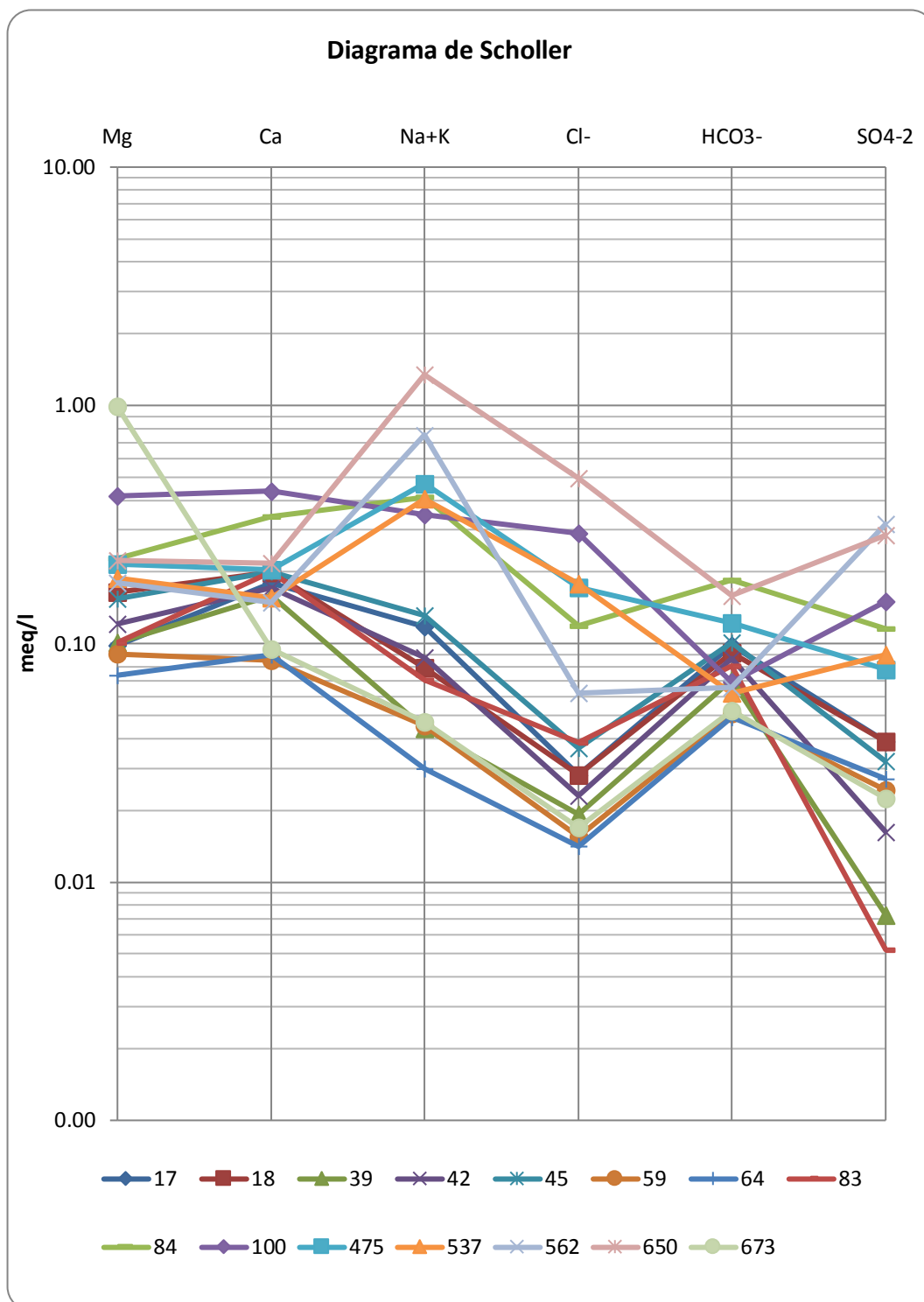


Figura 5.14: Resultados diagrama Scholler para las muestras de 1989, ANA (Elaboración: Propia)

En la Figura 5.14 se representa la concentración de los cationes y aniones mediante el diagrama Scholler para las muestras analizadas de 1989, en ella se puede comparar las diferentes concentraciones en meq/l.

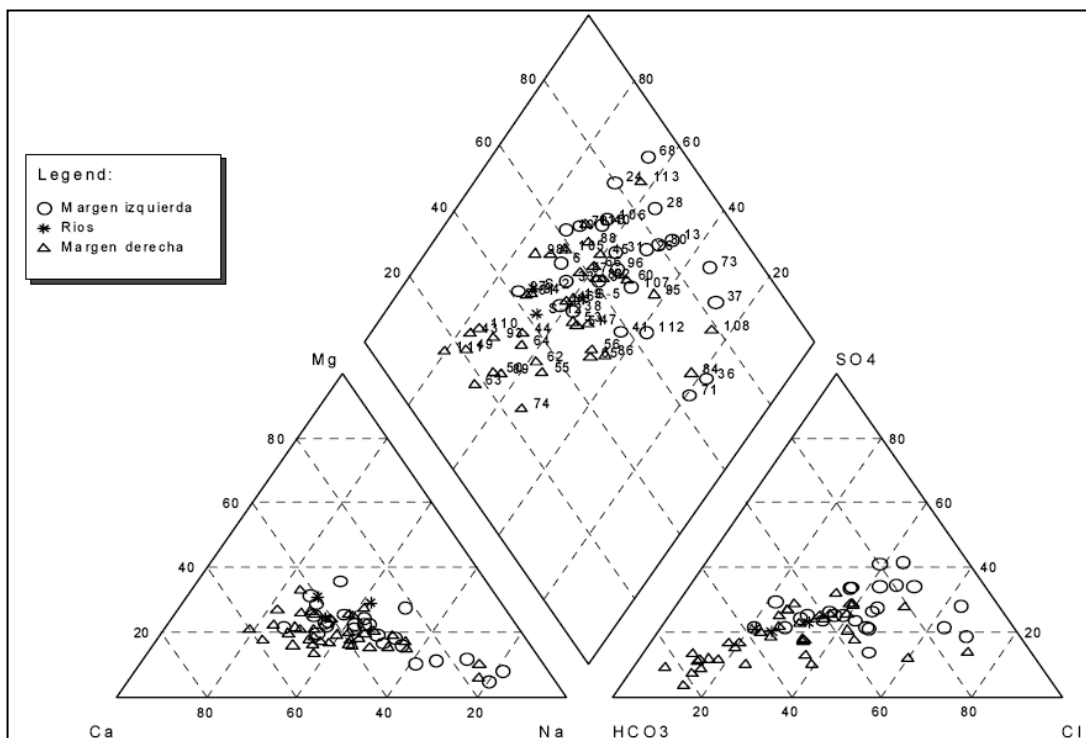


Figura 5.15: Resultados diagrama Piper para las muestras de 2003, UDEP (Fuente: UDEP)

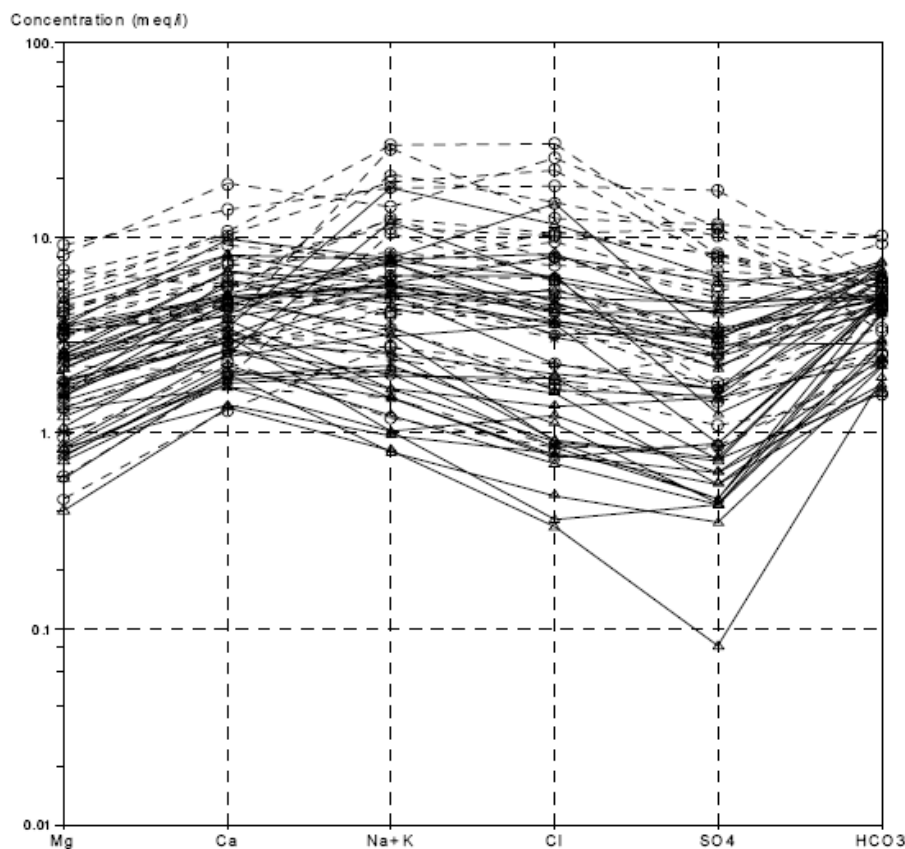
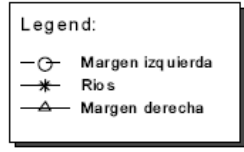


Figura Nº 5.16: Resultados diagrama Scholler para las muestras de 2003, UDEP (Fuente: UDEP)



5.3 Investigación Hidrogeoquímica en la Zona de Estudio

5.3.1 Metodología del Muestreo y Análisis

La determinación de la ubicación de los puntos de muestreo del agua subterránea se basó en la características hidrodinámicas de las misma, dado que el fin de esta investigación es el de realizar una aproximación de la evolución geoquímica de las aguas, se escogieron puntos ubicados en una misma línea de flujo; ya que solo en estas se podría construir secciones hidrogeoquímicas. De este modo se tendrá una mejor comprensión de los procesos geoquímicos, de interacción entre el agua y el medio geológico, que ocurren durante el flujo de las aguas subterráneas (Marcos, L.A. *et al.*, 2000).

Del plano de hidroisohypsas se determinaron los perfiles de flujo (04) a ser usados en la investigación. El perfil hidrogeoquímico A-A' incluye 4 puntos de agua muestreado (M-11, M-12, M-13 y M-14), el perfil hidrogeoquímico B-B' incluye 5 puntos muestreados (M-7, M-8, M-9, M-10 y M-15), el perfil hidrogeoquímico C-C' incluye 3 puntos (M-4, M-5 y M-6), finalmente el perfil hidrogeoquímico D-D' incluye 2 puntos muestreados (M-1 y M-3). Para el muestreo se contó con un medidor portátil de pH, conductividad, TSD y temperatura, así como recipientes para el envasado y transporte de las muestras.

La campaña de muestreo se realizó en el mes de enero del 2012. Se muestrearon 15 puntos, entre pozos a tajo abierto y tubulares con equipo y sin equipo, realizándose la medición in situ de los valores de conductividad, pH, temperatura y sólidos totales disueltos (TSD) para obtener información de las condiciones naturales a las que se encuentra el agua en el acuífero. Las muestras fueron recolectadas en frascos de un litro y preservadas con ácido nítrico, cuyo objetivo es disminuir el pH a menos de dos y así evitar la precipitación de metales (véase Fotos 5.1, 5.2, 5.3 y 5.4). Todas las muestras fueron etiquetadas y fueron almacenadas en coolers para mantenerlas a una misma temperatura hasta que sean llevadas al laboratorio. Posteriormente se realizó el análisis químico de las muestras recolectadas en el Laboratorio de Espectrometría de la UNI, mediante espectrometría de absorción atómica según Standard Methods for the examination of water and wastewater – 21st Edition - 2005.

Foto 5.1: Fotografía pozo muestreado en la campaña realizada en este estudio (IRHS – 416, localidad de Río Seco)



Foto 5.2: Fotografía toma de muestra para la campaña realizada en este estudio (IRHS – 156, localidad de San Pedro)

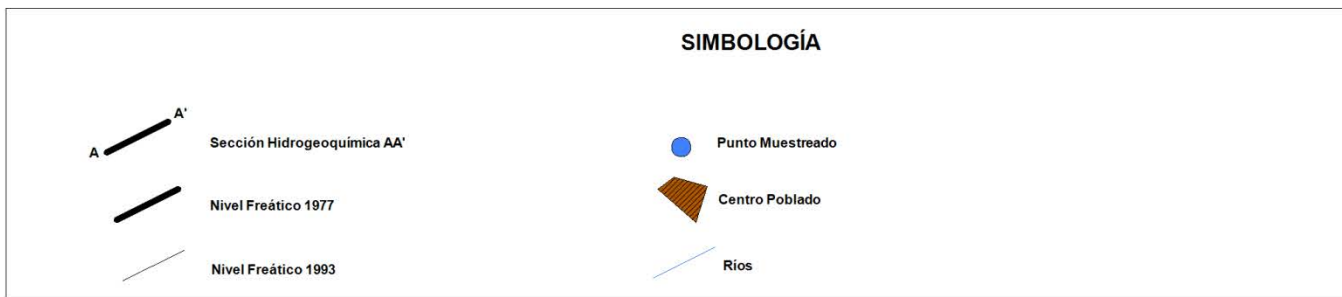
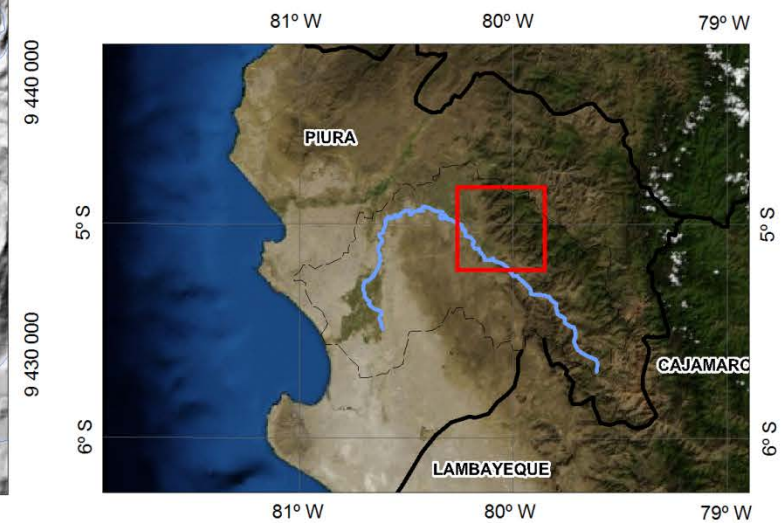
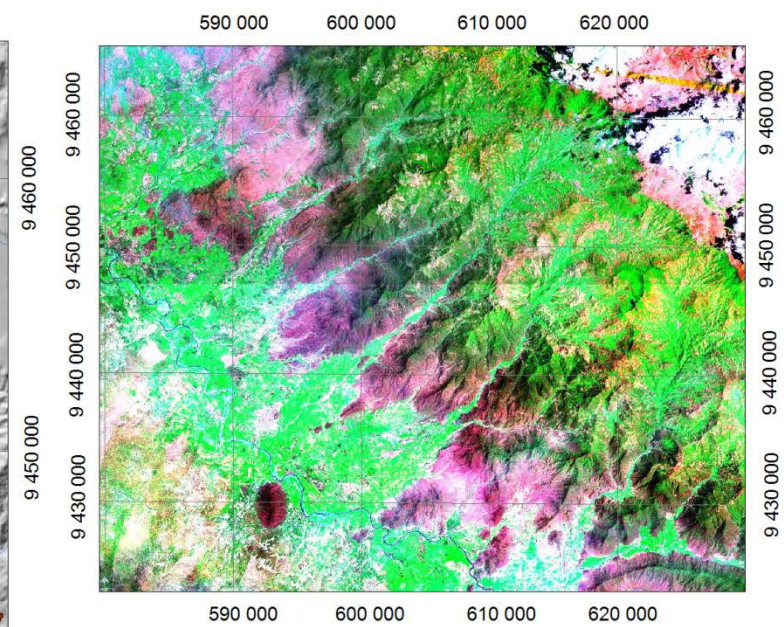
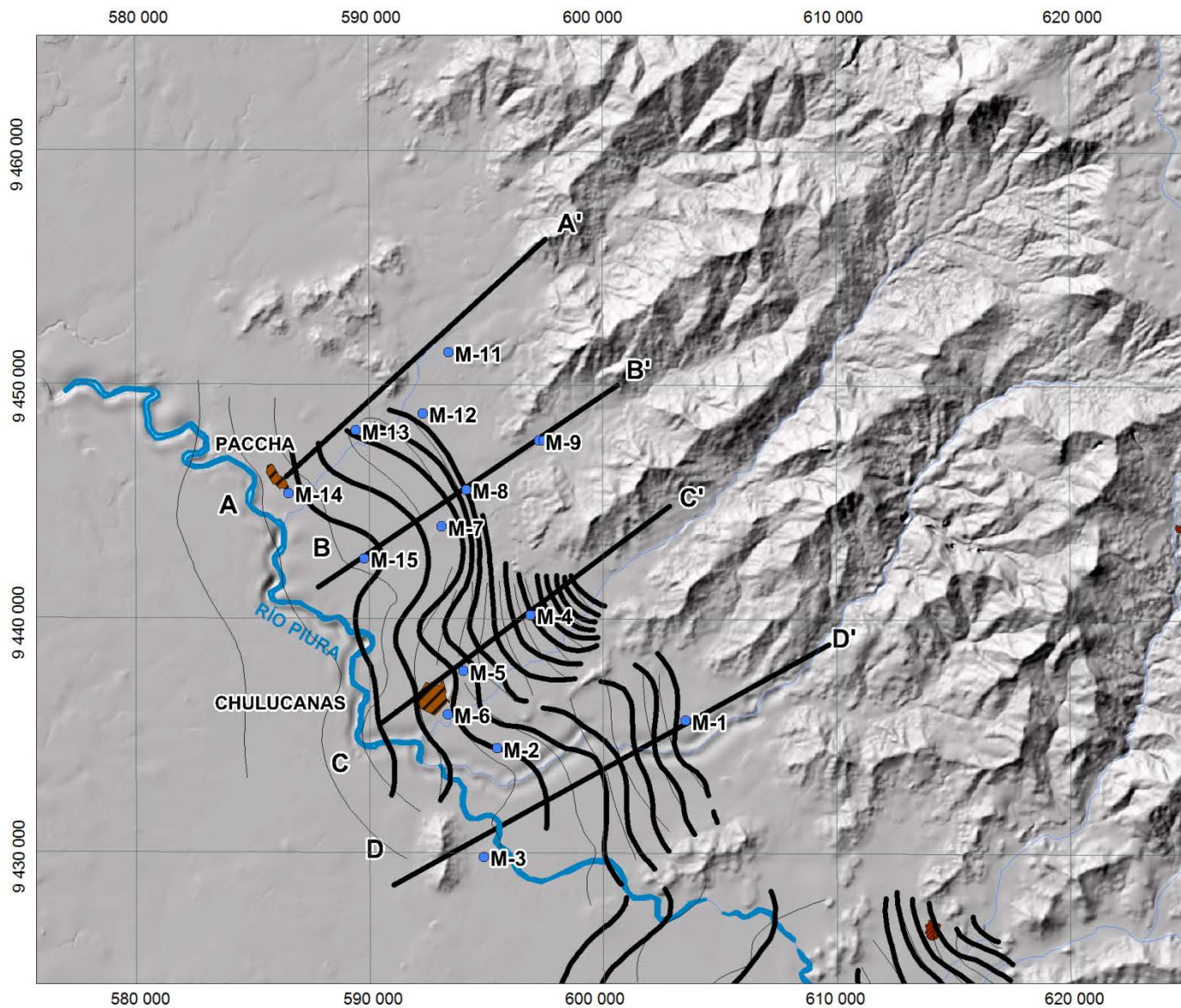



Foto 5.3: Fotografía toma de muestra para la campaña realizada en este estudio (Pozo de la localidad de Paccha)



Foto 5.4: Fotografía toma de muestra para la campaña realizada en este estudio (IRHS – 583)





 **UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA**

UBICACIÓN SECCIONES HIDROGEOQUÍMICAS
(Elaboración Propia)

Escala: Gráfica	Elaborado por: EDMAN BLAS
Datum: UTM WGS84 17S	
Fecha:	

5.3.2 Descripción de las Muestras

pH

Las mediciones fueron hechas con un pH-metro y corroboradas por papel universal de pH. Los valores máximos de pH se ubican por encima de 8 para la muestra M-10 ubicada en el poblado de Cascajal, mientras que los valores mínimos se encuentran bordeando el valor de 6 para la muestra M-13 ubicado en el sector de Casana al noreste de Paccha. El alto valor del pH para la muestra M-10, como se demostrará más adelante, es un indicativo del contacto de las aguas naturales con rocas intrusivas ácidas, en este caso con la unidad granítica de Paltashaco.

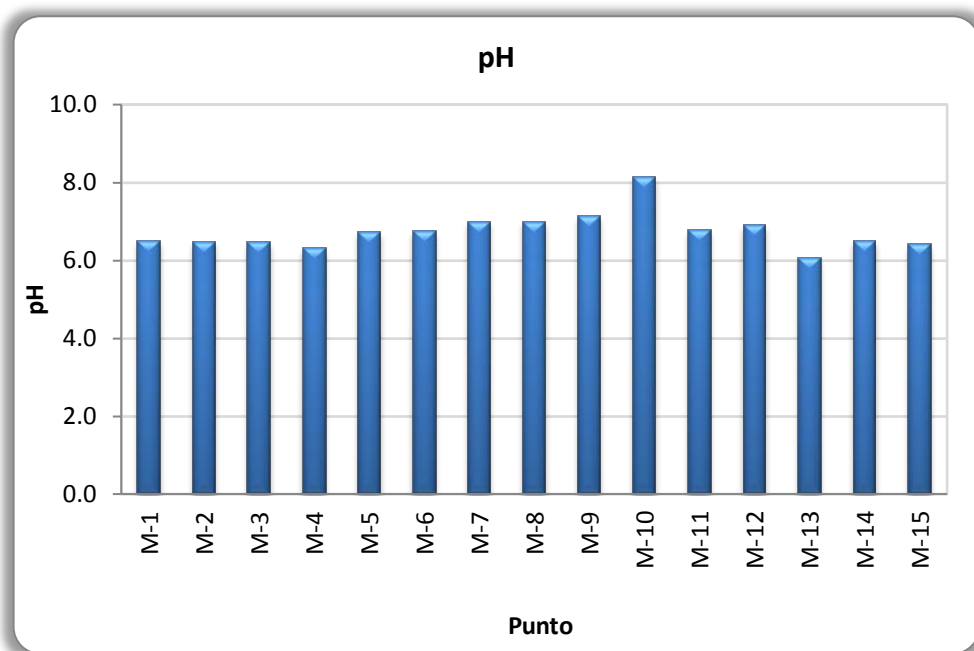


Figura 5.17: C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$) de aguas subterráneas. (Elaboración: Propia)

La conductividad eléctrica también es un indicador del tiempo de residencia de las aguas subterráneas en el acuífero. Las muestras M-3, M-13 y M-14 son las que muestran mayor valor de conductividad eléctrica, y varían entre 1638 y 2207 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y corresponden a las zonas más áridas o mayor temperatura ambiental en el área de estudio.

Temperatura

Por lo general la temperatura del agua superficial corresponde a la temperatura del ambiente (así que esta disminuye con la altitud), mientras que para el agua subterránea por lo general esta se incrementa con la profundidad.

La variación de la temperatura influye en la solubilidad de las sales y en el contenido de gases disueltos, el rango promedio de temperatura del agua en la zona de estudio es de 28 a 31.8 °C. Los valores altos de temperatura pueden deberse a los niveles bajos del terreno y la influencia de la temperatura del ambiente, los relativos valores bajos en algunos casos se debe a que las aguas subterráneas son de poca profundidad.

Conductividad Eléctrica

La conductividad eléctrica se encuentra estrechamente ligada a la mineralización del agua, que se ve reflejada en la cantidad de sólidos disueltos, su variación se debe al contacto de las aguas con el medio geológico.

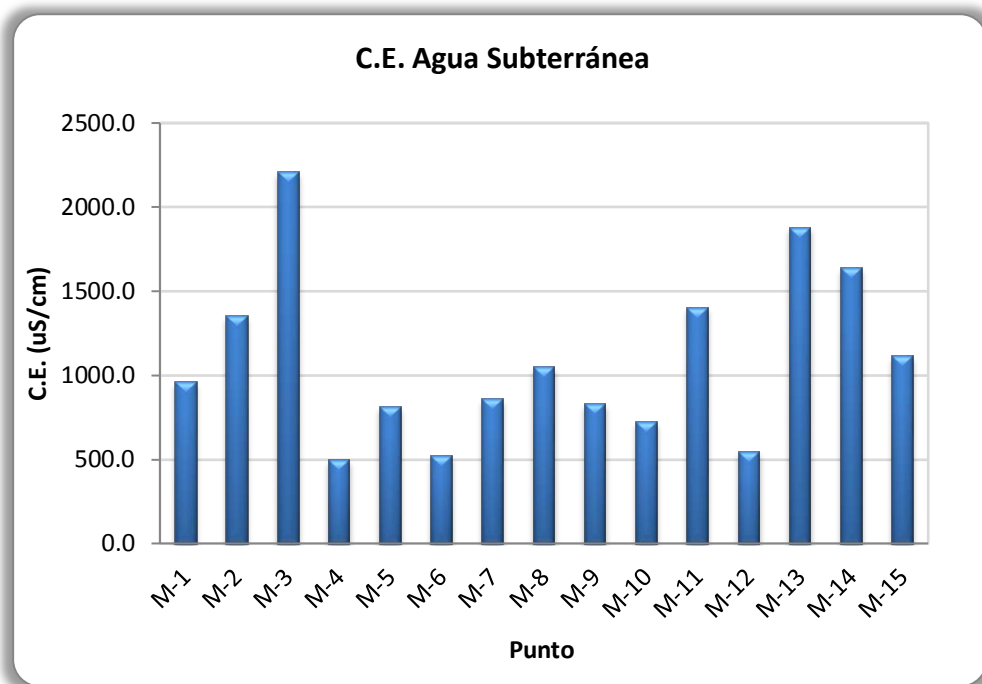


Figura 5.18: C.E. (μS/cm) de aguas subterráneas. (Elaboración: Propia)

Sólidos Totales Disueltos

Todas las muestra se encuentran en el rango de las aguas subterráneas TDS menor a 2000 mg/L. como se aprecia en la siguiente figura los puntos que presentan las mayores concentraciones son los puntos M-3, M-13 y M-14, que también presentan mayores valores de temperatura, esto es consecuencia de que estas zonas son más áridas y presentan mayor salinidad.

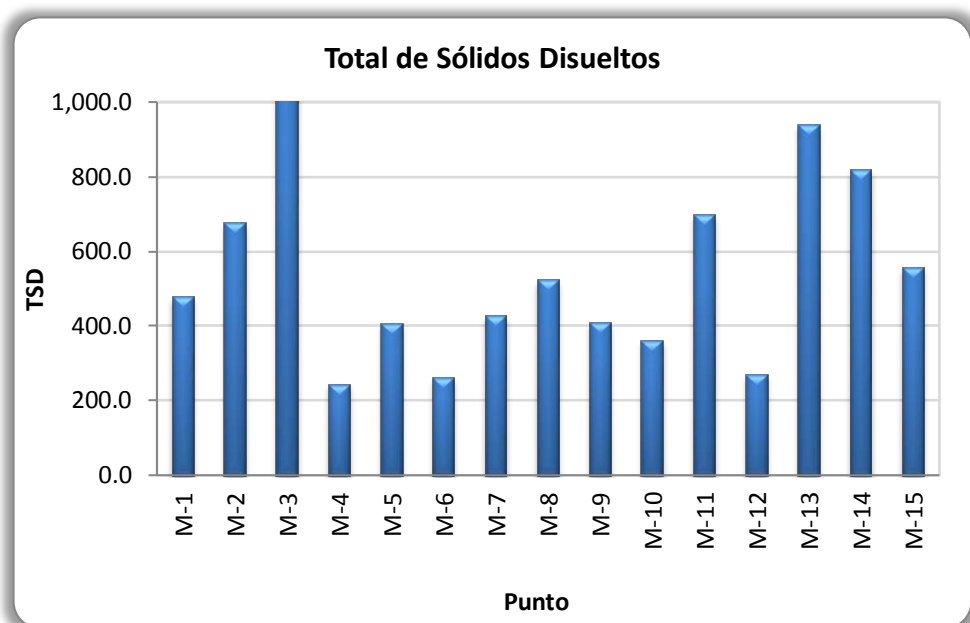
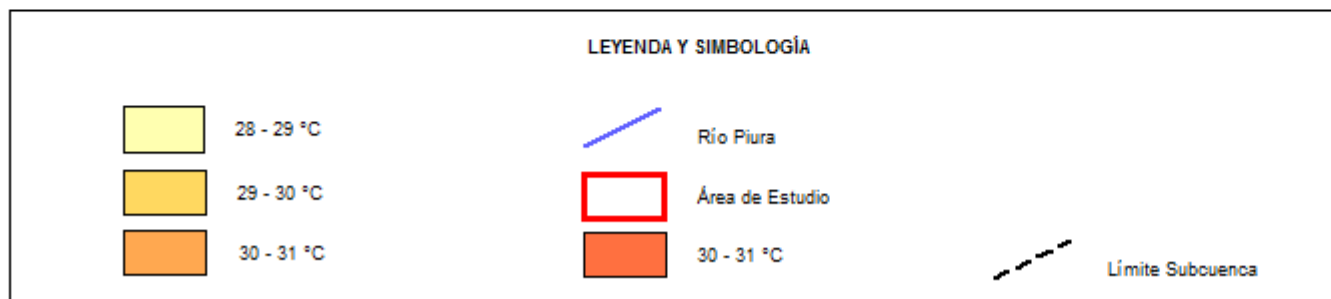
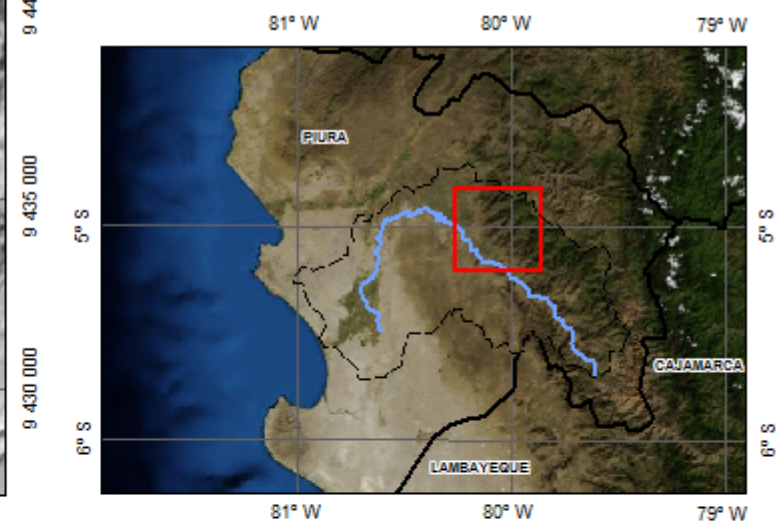
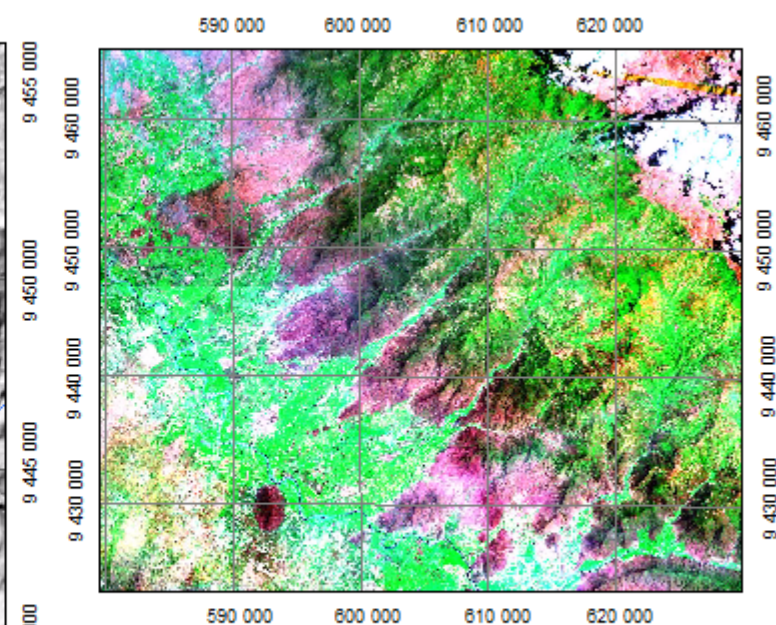
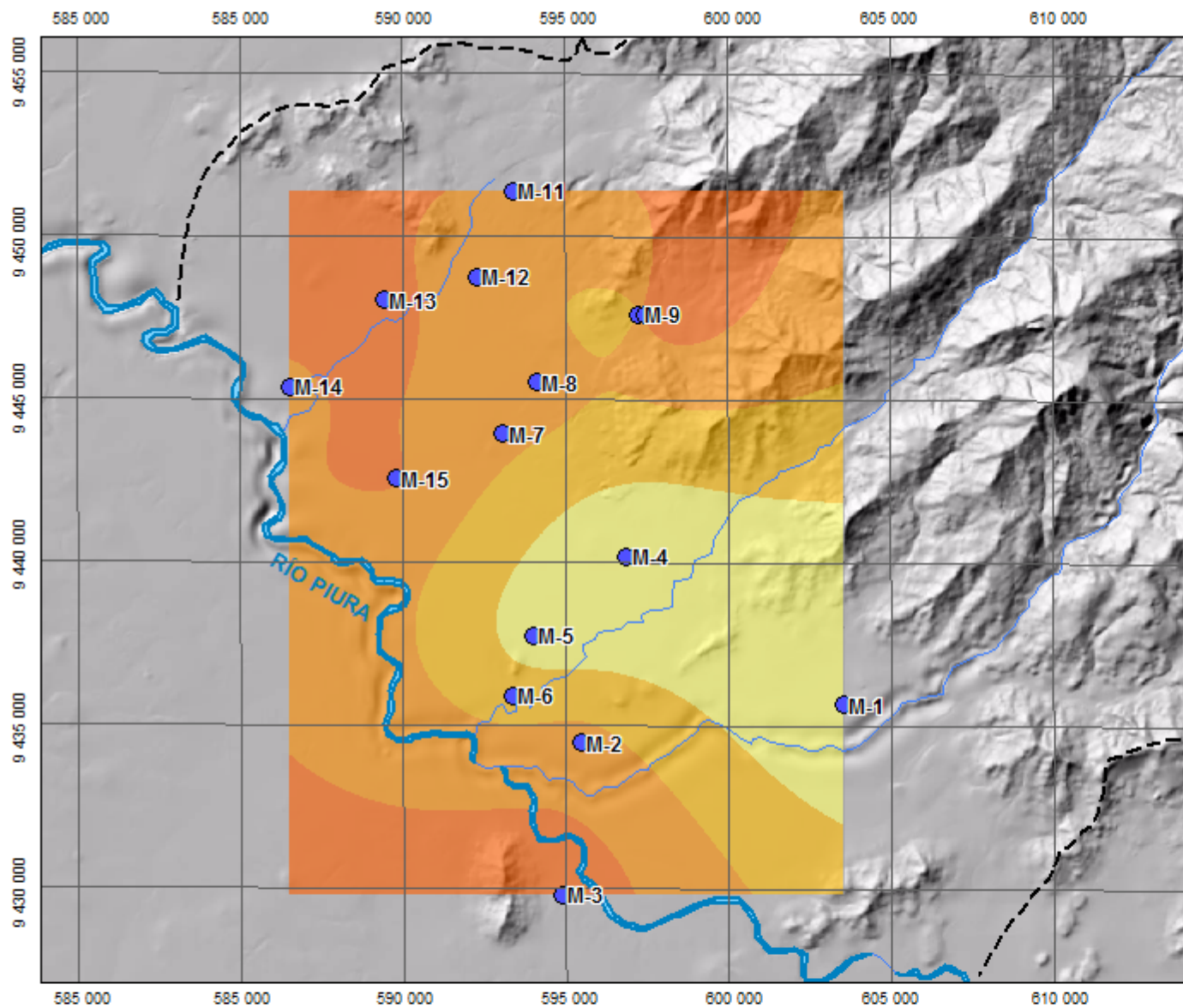



Figura 5.19: C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$) de aguas subterráneas.

Elaboración: Propia



	
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA	
MAPA DE TEMPERATURAS DEL AGUA SUBTERRÁNEA	
Escala: Gráfica Datum: UTM WGS84 17S Fuente: Elab. Propia	Elaborado por: EDMAN BLAS

5.3.3 Posibilidad de Elementos Tóxicos Ambientales

El contenido de elementos pesados en el agua subterránea puede verse de dos aspectos: a) las condiciones químicas bajo las cuales los elementos se mantienen en solución y por lo tanto pueden ser transportados y b) las interacciones químicas del agua subterránea en el acuífero, ya sea con minerales o materia orgánica sólida o con otros fluidos, mezcla de aguas (Oyarzún, R. 2007).

En general los metales en las aguas subterráneas son más móviles en ambientes ácidos o de bajo pH, bajo la forma de iones metálicos con carga. Sin embargo existen condiciones diferentes para los distintos metales bajo las cuales estos se presentan en solución o precipitan, lo que condiciona evidentemente la posibilidad de ser transportados en los sistemas de agua subterránea.

El cobre, plomo, zinc, cadmio y el manganeso son constituyentes trazas en las aguas subterráneas, mientras que el hierro es un constituyente menor (Freeze y Cherry, 1979).

Cuadro 5.1: Concentración de elemento tóxicos ambientales en las muestras analizadas

Muestra	Cu mg/L	Pb mg/L	Zn mg/L	Cd mg/L	Fe mg/L	Mn mg/L
M-1	0.002	0.004	0.001	0.0015	0.012	0.018
M-2	0.001	0.002	0.106	0.0017	0.094	0.036
M-3	0.002	0.006	0.021	0.0019	0.013	0.302
M-4	0.001	0.003	0.003	0.0016	0.412	1.349
M-5	0.003	0.001	0.01	0.0013	0.007	0.001
M-6	0.003	0.004	0.012	0.0014	0.02	0.035
M-7	0.002	0.002	0.009	0.0003	0.018	0.001
M-8	0.001	0.011	1.357	0.0001	0.157	0.005
M-9	0.001	0.012	0.017	0.0014	0.062	0.005
M-10	0.001	0.008	0.002	0.001	0.019	0.002
M-11	0.004	0.007	0.008	0.0007	0.023	0.073
M-12	0.003	0.005	0.002	0.0005	0.13	0.434
M-13	0.004	0.001	0.229	0.0001	0.866	0.154

Muestra	Cu mg/L	Pb mg/L	Zn mg/L	Cd mg/L	Fe mg/L	Mn mg/L
M-14	0.002	0.002	0.025	0.0008	0.436	1.196
M-15	0.002	0.002	0.025	0.0006	0.059	0.027

Elaboración: Propia

Cuadro 5.2: Valores mínimos, medios y máximos de elemento tóxicos ambientales en las muestras analizadas

Elemento	Cu mg/L	Pb mg/L	Zn mg/L	Cd mg/L	Fe mg/L	Mn mg/L
Mínimo	0.001	0.001	0.001	0.0001	0.007	0.001
Máximo	0.004	0.012	1.357	0.0019	0.866	1.349
Medio	0.002	0.005	0.122	0.001	0.155	0.243

Los metales pesados son componentes naturales de la corteza terrestre, no pueden ser degradados o destruidos, en pequeña extensión estos entran en el cuerpo de los animales a través de la comida, bebiendo agua o el aire. En pequeñas cantidades, algunos metales pesados (cobre, níquel, selenio, zinc) son esenciales para todos los organismos para acompañar específicas funciones catalíticas (Berkowitz B., *et al* 2008).

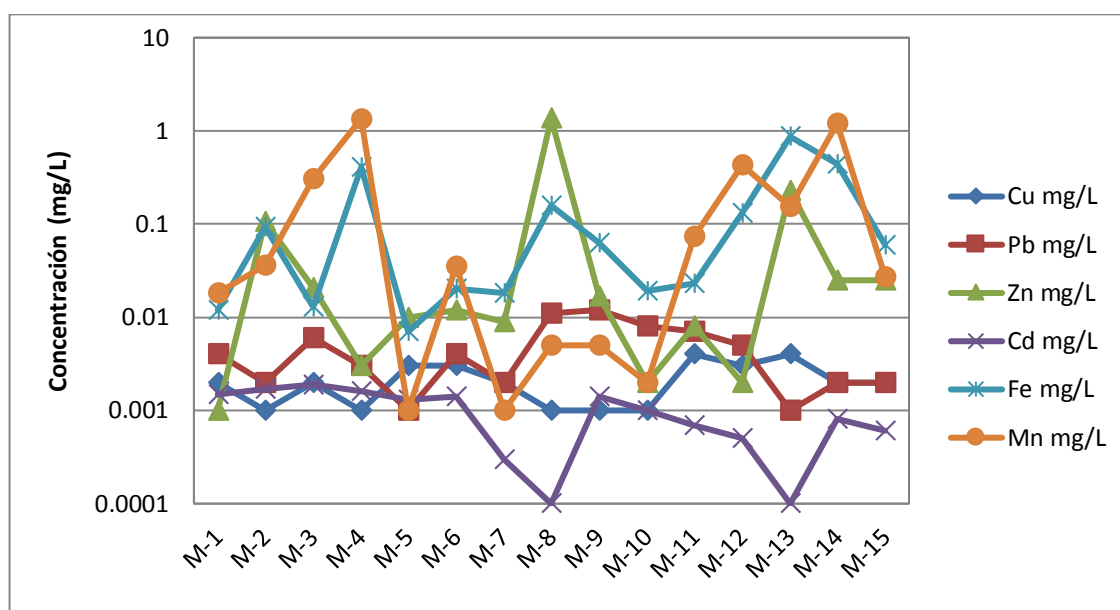


Figura 5.20: Relación entre los elementos tóxicos ambientales de las muestras analizadas (Elaboración: Propia)

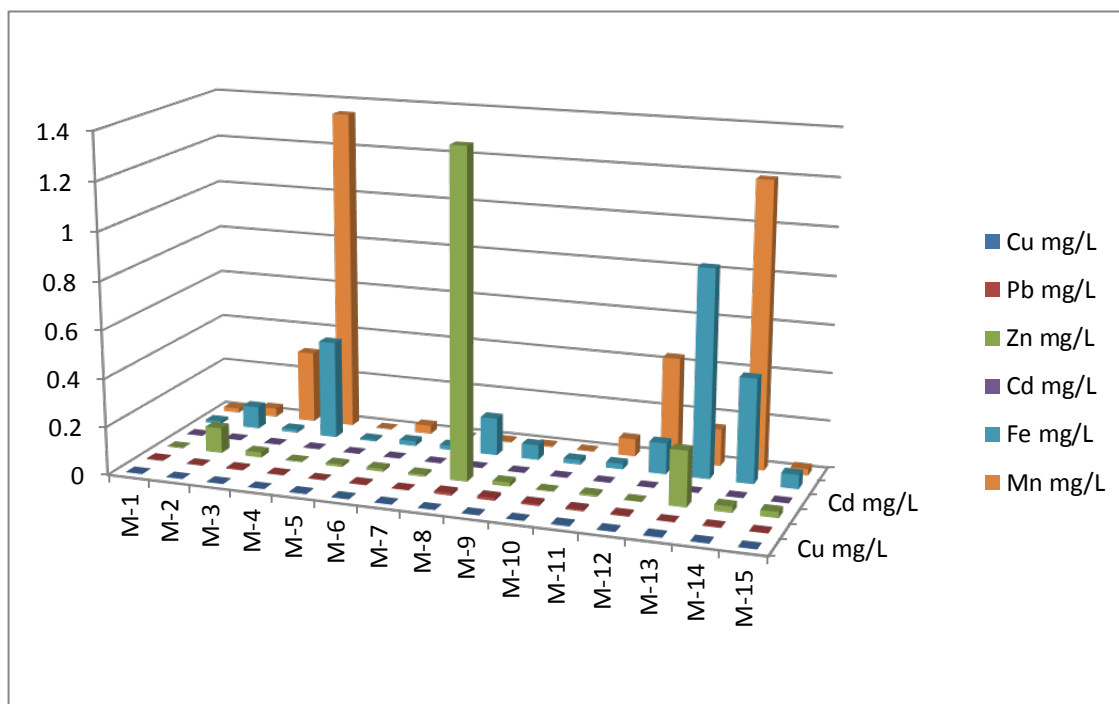


Figura 5.21: Concentración (mg/l) de los elementos metálicos en las aguas subterráneas del área de estudio (Elaboración: Propia)

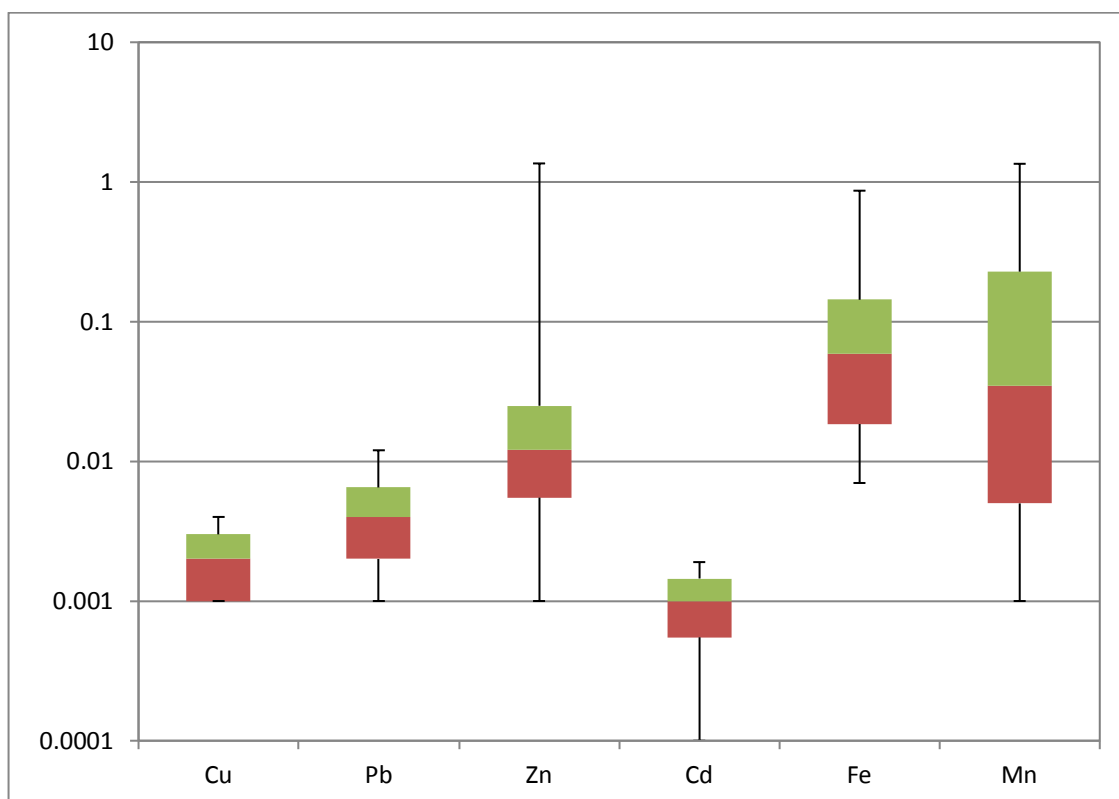


Figura 5.22: Concentración de los elementos metálicos (mg/l) mediante el diagrama de cajas (Tukey), mostrando la mediana, el mínimo y el máximo valor (Elaboración: Propia).

Para la evaluación de la calidad de las aguas subterráneas en la zona de estudio se evaluó tomando como referencia la clasificación según la categoría 3: Riego de vegetales y bebida de animales (Ver Cuadro 5.3).

Cuadro 5.3: Estándares de Calidad Ambiental de Agua – Categoría 3, para bebida de animales.

Parámetro	Unidad	Valor
Conductividad Eléctrica	uS/cm	<= 500
pH		6.5 – 8.4
Sulfatos	mg/L	500
Cu	mg/L	0.5
Pb	mg/L	0.05
Zn	mg/L	24
Cd	mg/L	0.01
Fe	mg/L	1
Mn	mg/L	0.2

Elaboración: Propia

Todas las concentraciones de los metales pesados en el agua subterránea se encuentran por debajo de los límites máximos permisibles, salvo las concentraciones de Mn, para las muestras M-3, M-4, M-12 y M-14. La solubilidad de las fases minerales, que contienen metales como componentes, generalmente representa el límite superior para la concentración de metales.

Altas concentraciones de metales son frecuentemente relacionados con la formación de complejos con la materia orgánica (Gómez et al., 2009). El principal factor que controla la concentración de metales disueltos es su sorción en óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso. La intensidad de la sorción se incrementa con el pH para los cationes y disminuye para los aniones.

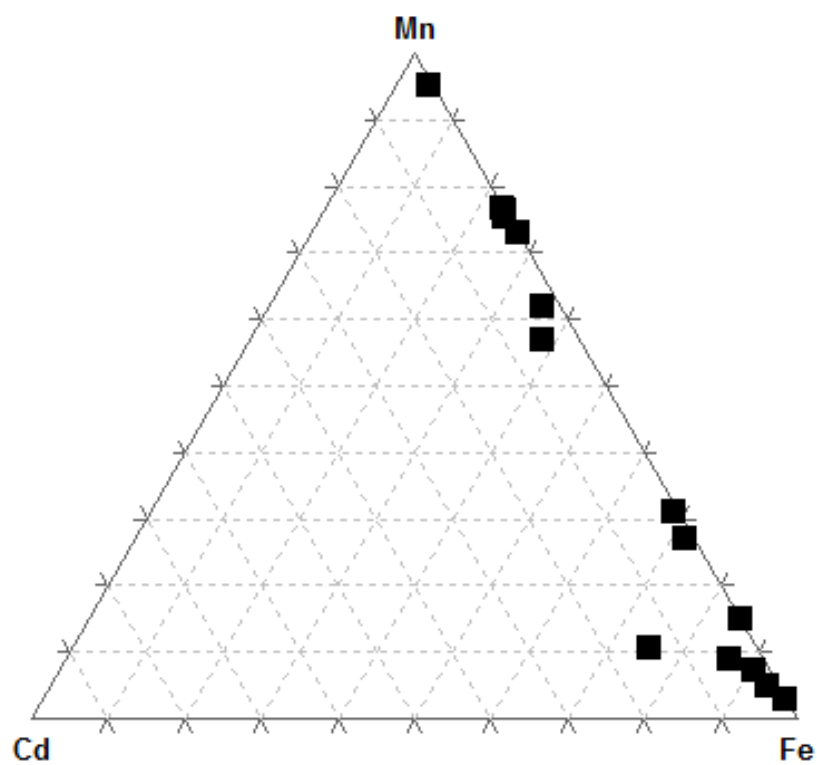
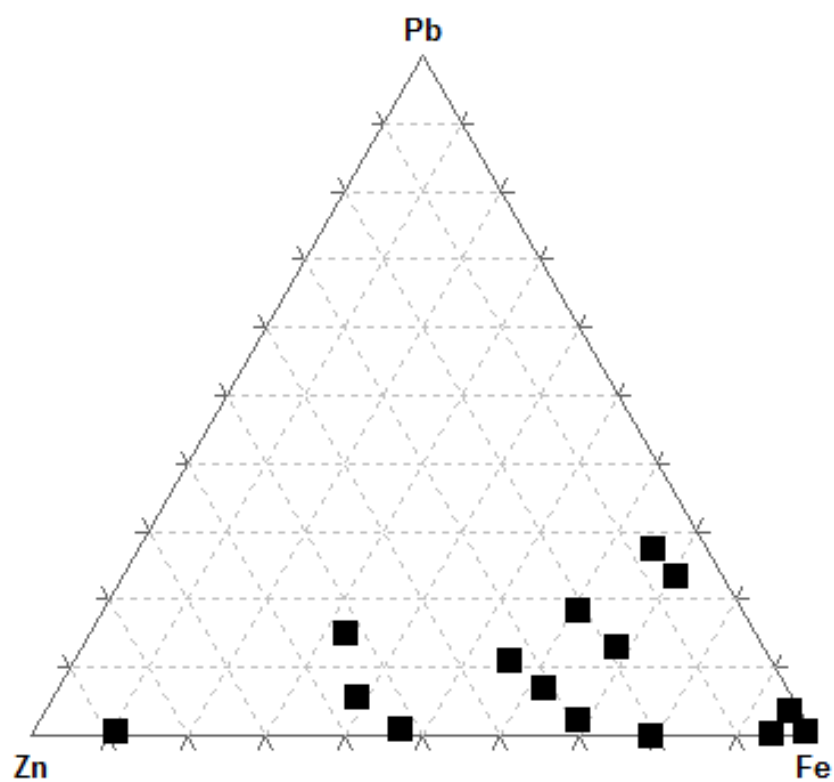


Figura 5.23: Diagramas de variación triangular de los elementos tóxicos ambientales en el agua subterránea del área de estudio (Elaboración: Propia)

5.3.4 Plomo

Su promedio en los ríos va de 1-50 mg/L y en las aguas subterráneas va de 0.0001-5.6 mg/L, derivado de la solubilidad de minerales como la galena, cerusita, hidrocerusita, anglesita, fosfatos, hidróxidos y hidroxisulfatos. Es altamente tóxico causa problemas neurológicos, el valor máximo permisible es de 0.05 mg/L. El contenido mínimo de Pb en las aguas subterráneas del área de estudio es de 0.001 mg/L mientras que el máximo es 0.012 mg/L (véase Cuadro 5.2 y Figura 5.22). El plomo en las aguas subterráneas es originado por la disolución de los minerales que contienen a este metal en el suelo y en la corteza terrestre. Las partículas de plomo derivadas de la gasolina y de la fundición de metales pueden contaminar la superficie de agua local a través de la escorrentía superficial. El contenido de plomo en la corteza es mínimo, una distribución de plomo en rocas sedimentaria y suelo ha sido reportada en un promedio de 10 mg/Kg (10 ppm) en el suelo, y un rango de 7 a 12.5 ppm en rocas sedimentario. En el suelo el plomo esta generalmente presente en forma de carbonatos e hidróxidos. El plomo es un elemento calcófilo, y de baja movilidad en aguas subterráneas, la fuerte absorción por el suelo limita la concentración de plomo en dichas aguas. Según las muestras analizadas el plomo presenta muy buena relación con el hierro, asociadas posiblemente a mineralización en los volcánicos La Bocana, del metalotecto Lancones.

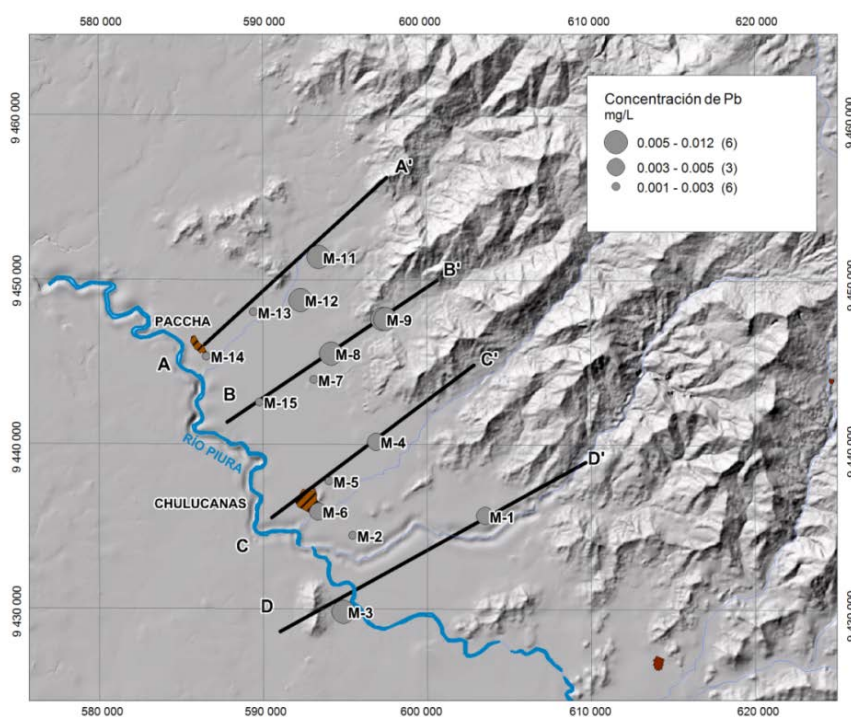


Figura 5.24: Concentraciones de plomo en las aguas subterráneas en el área de estudio

5.3.5 Zinc

El zinc pertenece a un grupo de metales traza, que son potencialmente muy peligrosos para la biósfera. La cantidad de zinc promedio en los ríos es de 1 a 1000 mg/L, en las aguas subterráneas va de 1 a 2700 mg/L. Derivado de la disolución de minerales como la esfalerita, smithsonita y hemimorfita. En cuanto a su toxicidad, es relativamente baja y el valor recomendado es de 5 mg/L. El mínimo valor encontrado para el Zn en el total de las 15 muestras analizadas es 0.001 mg/L, mientras que el máximo es de 1.357 mg/L y la concentración media de 0.122 mg/L (véase Cuadro 5.2 y Figura 5.22). El contenido promedio de Zn en la litósfera es 80 $\mu\text{g}/\text{gy}$ la más abundante fuente de este metal son los sulfuros de Zn como la esfalerita y wurtzita y en menor extensión la smithsonita (ZnCO_3), willemita (Zn_2SiO_4), y la zincita (ZnO). El zinc es fácilmente absorbido por los minerales arcillosos, carbonatos e hidróxidos. Hickey y Kittrick (1984), Kuo *et al.* (1983), y Tessier *et al.* (1980) encontraron que el mayor porcentaje del total de Zn en suelos contaminados y sedimentos está asociado a óxidos de Fe y Mn. La precipitación no es el mayor mecanismo de retención del Zn en el suelo debido a la relativa alta solubilidad de los compuestos de Zn. La precipitación puede convertirse en el mecanismo más importante de retención del Zn en suelos residuales. Como con todos los cationes metálicos, la absorción se incrementa con el pH.

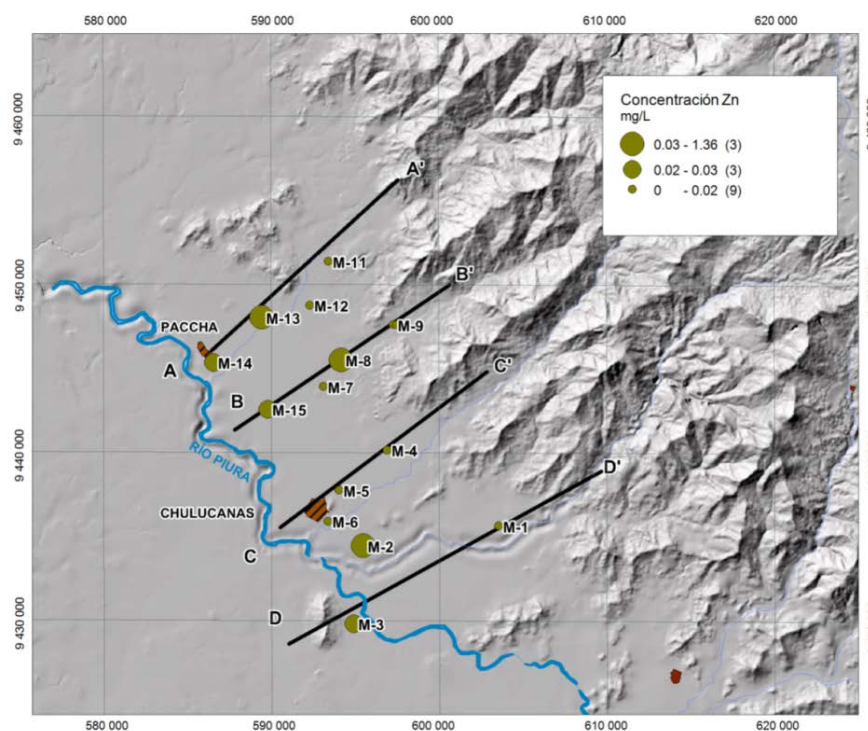


Figura 5.25: Concentraciones de zinc en el área de estudio

5.3.6 Cobre

El promedio en aguas de río es de 10 mg/l, y en aguas subterráneas su valor varía entre 0 y 200 mg/L. Tiene efectos gastrointestinales irritantes, y el valor máximo recomendado es de 1 mg/L. El valor mínimo encontrado en este estudio es de 0.001 mg/L, mientras que el máximo es de 0.004 mg/L y la concentración media de 0.002 mg/L (véase Cuadro 5.2 y Figura 5.22). El cobre es retenido en el suelo a través del intercambio catiónico y mecanismos específicos de absorción.

En concentraciones típicamente encontradas en algunos suelos, el Cu precipita como inestable. Esto puede no ser el caso en suelos residuales y la precipitación puede ser un mecanismo importante de retención. En suelos calcáreos la absorción sobre la superficie de CaCO_3 puede controlar la concentración de Cu en la solución. El cobre es capaz de formar complejos en los estados de valencia de +1 y +4. Los complejos de Cu^{+3} y Cu^{+4} no son comunes y son inestables en el agua subterránea. Cu^{+1} se forman en condiciones reductoras pero son altamente insolubles en el agua. Cu^{+2} es el principal complejo soluble en los sistemas acuáticos. El cobre es un micronutriente y es esencialmente requerido en pequeñas cantidades para los procesos metabólicos de las plantas.

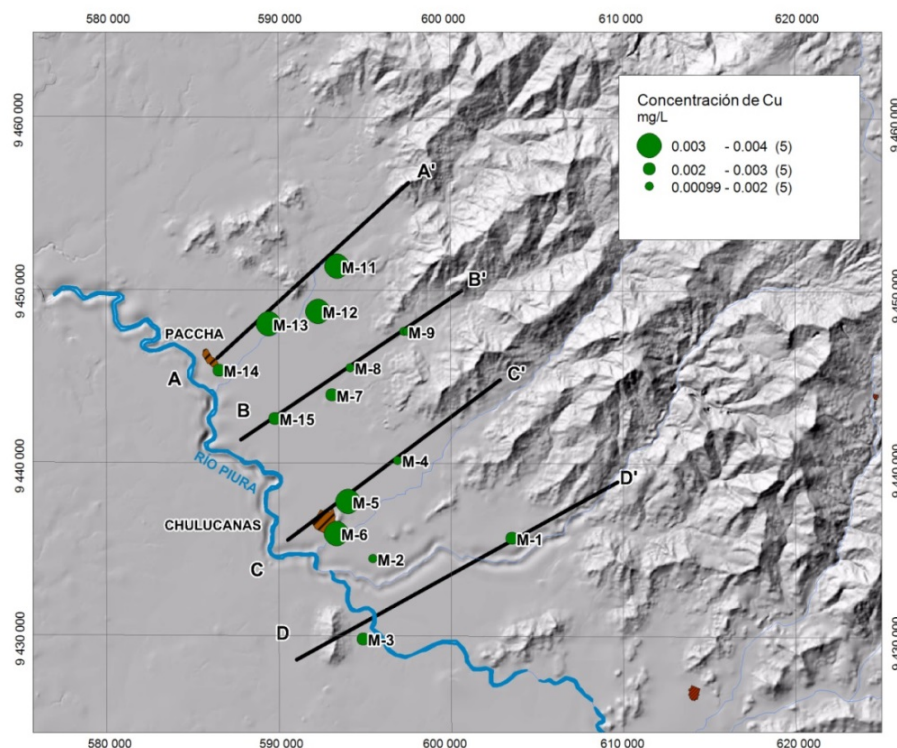


Figura 5.26: Concentraciones de cobre en el área de estudio

5.3.7 Cadmio

En aguas naturales la cantidad de cadmio presente siempre es mínimo y deriva por lo general de menas de zinc. También en el carbón y lutitas carbonosas, también es liberado durante actividades volcánicas, estos depósitos pueden servir como fuente para aguas subterráneas, especialmente cuando entran en contacto con aguas ácidas. Cloruros, nitratos y sulfatos de cadmio son solubles, y la sorción del suelo es dependiente del pH (se incrementa con la alcalinidad). El cadmio encontrado en asociación con minerales carbonatados, precipitado como un compuesto sólido estable, o precipitado con óxidos hidratados de hierro es menos probable que sea movilizado por suspensión de sedimentos o actividad biológica. Su promedio en aguas de río va de 1 a 130 mg/l, mientras que para las aguas subterráneas va de 0.01-200 mg/L, sus valores más altos corresponden a aguas provenientes de mina. Puede derivar de la disolución mineral de lagreenockita, otavita, e hidroxicarbonatos. Es altamente tóxico, causando problemas intestinales pulmonares y renales, valor recomendado 0.01 mg/L. El mínimo valor encontrado en las 15 muestras analizadas es 0.0001 mg/L, mientras que el máximo es de 0.0019 mg/L y la concentración media de 0.001 mg/L (véase Cuadro 5.2 y Figura 5.22).

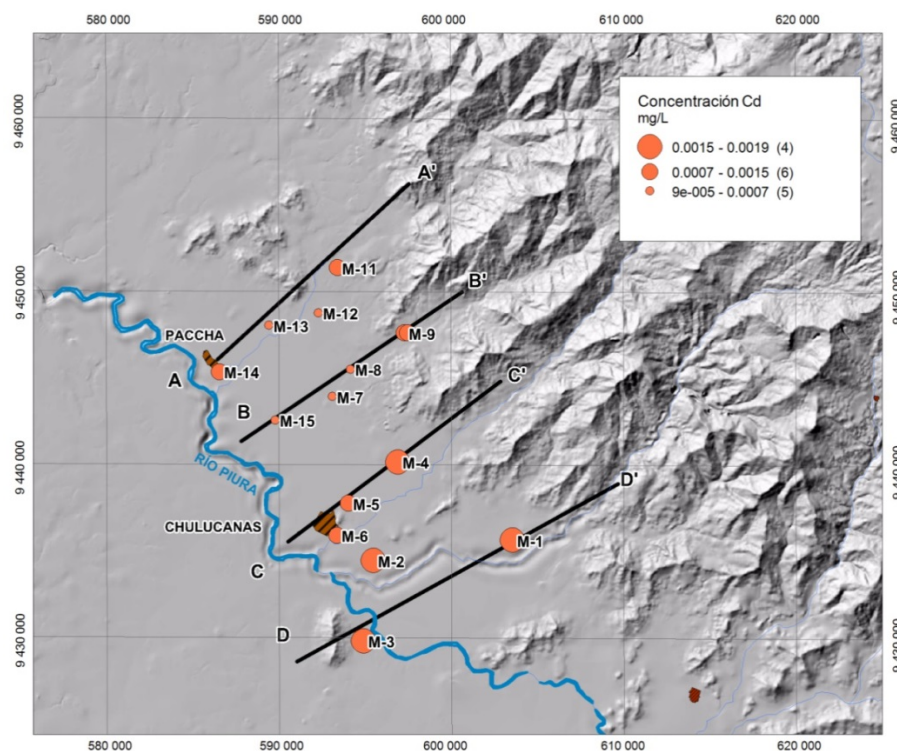


Figura 5.27: Concentraciones de cadmio en el área de estudio

5.3.8 Hierro

La concentración de hierro en el agua de lluvia es de 0.67 mg/l, en las aguas subterráneas varía de 0.001-10 mg/l, el valor recomendado para agua potable es de 0.3 mg/L. El mínimo valor encontrado en las 15 muestras analizadas en este estudio es 0.007 mg/L, mientras que el máximo es de 0.866 mg/L y la concentración media de 0.155 mg/L (véase Cuadro 5.2 y Figura 5.22) el máximo valor se encontró en la muestra M-13 del sector de Casanas al noreste de Paccha.

En las aguas subterráneas suele encontrarse en forma de Fe^{+2} aunque puede presentarse como Fe^{+3} , FeOH^{+2} , FeOH^{+} en función al pH y contenido de oxígeno y dependiendo a menudo del contenido de otros iones (carbonatos, bicarbonatos y sulfatos). Su concentración en el agua está controlada por procesos de equilibrio químico como oxidación-reducción y precipitación-disolución de hidróxidos, carbonatos y sulfuros por la formación de complejos (sobre todo con materia orgánica) y también por la actividad metabólica de animales y plantas. El hierro es uno de los elementos con mayor concentración en la corteza terrestre y tiene características geoquímicas variables.

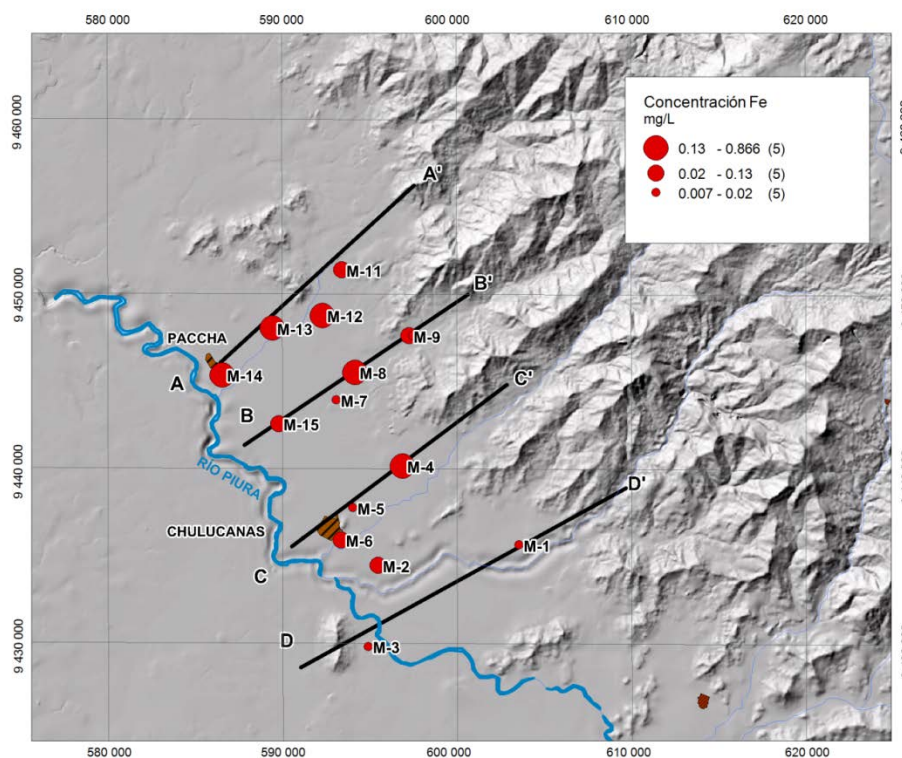


Figura 5.28: Concentraciones de hierro en el área de estudio

5.3.9 Manganeso

La concentración del manganeso en las aguas de lluvia varía de 0.0002-0.05 mg/L, mientras que en las aguas subterráneas va de 0.01-20 mg/L. Solubilidad en fases oxidadas y rodocrosita, la toxicidad es rara y el valor recomendado máximo es 0.05 mg/L. La concentración de manganeso en las aguas subterráneas en el área de estudio varía de 0.001 a 1.349 mg/L, con una media de 0.243 mg/L, siendo la muestra M-4 ubicada en la localidad de Yapatera la del valor máximo. El manganeso tiende a ser absorbido por las arcillas. La precipitación del Mn^{+2} ocurrirá con el incremento del pH en presencia de carbonatos y silicatos. Si el ambiente se vuelve más oxidante el manganeso precipitará como MnO_2 .

Las propiedades del manganeso en el agua subterránea está controlada por muchos factores, los principales son la geoquímica de la roca, la química del agua y la actividad microbológica, algunas rocas como las máficas y ultramáficas y calizas contienen altos contenidos de Mn, el cual puede conducir a elevadas concentraciones en el suelo por los procesos de meteorización. La calidad química en especial el pH, potencial rédox y el oxígeno disuelto son importantes en la movilidad del Mn y controlan su especiación y concentración en el agua (Servicio Geológico Británico).

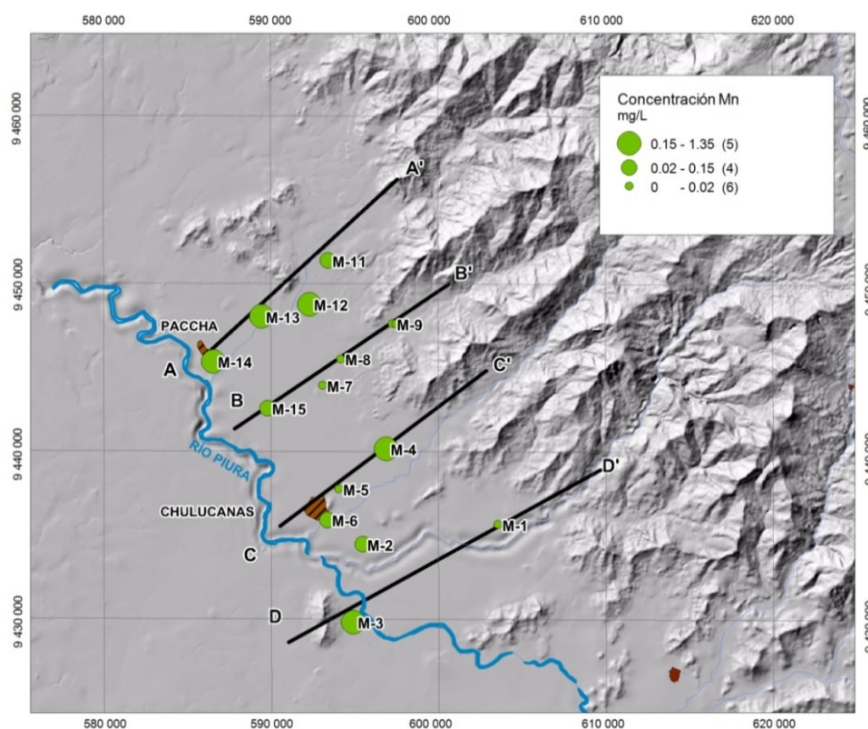


Figura 5.29: Concentraciones de manganeso en el área de estudio

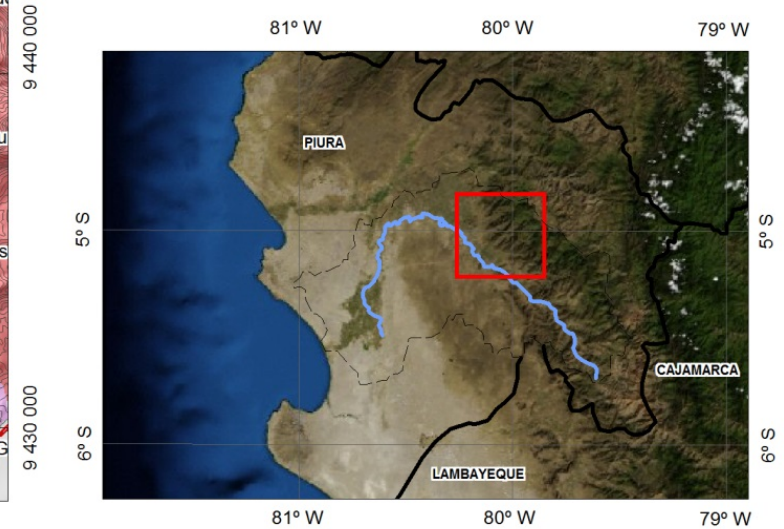
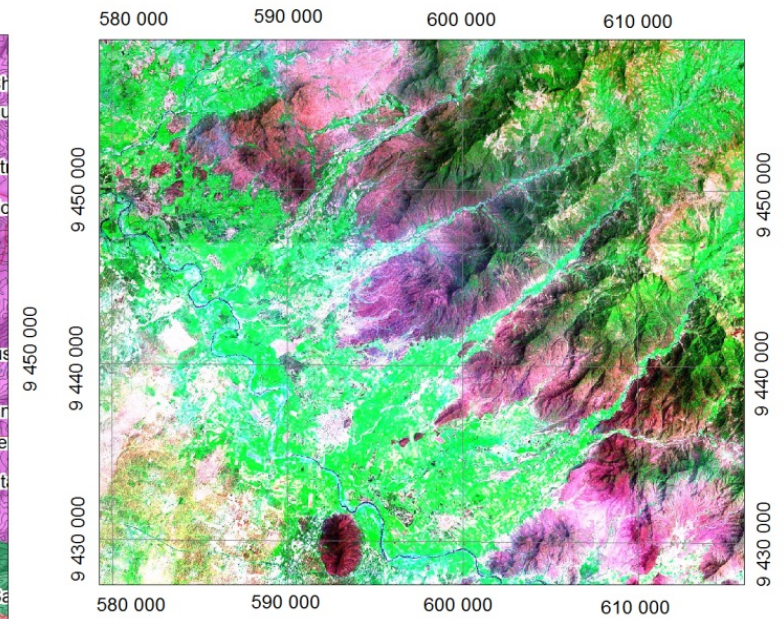
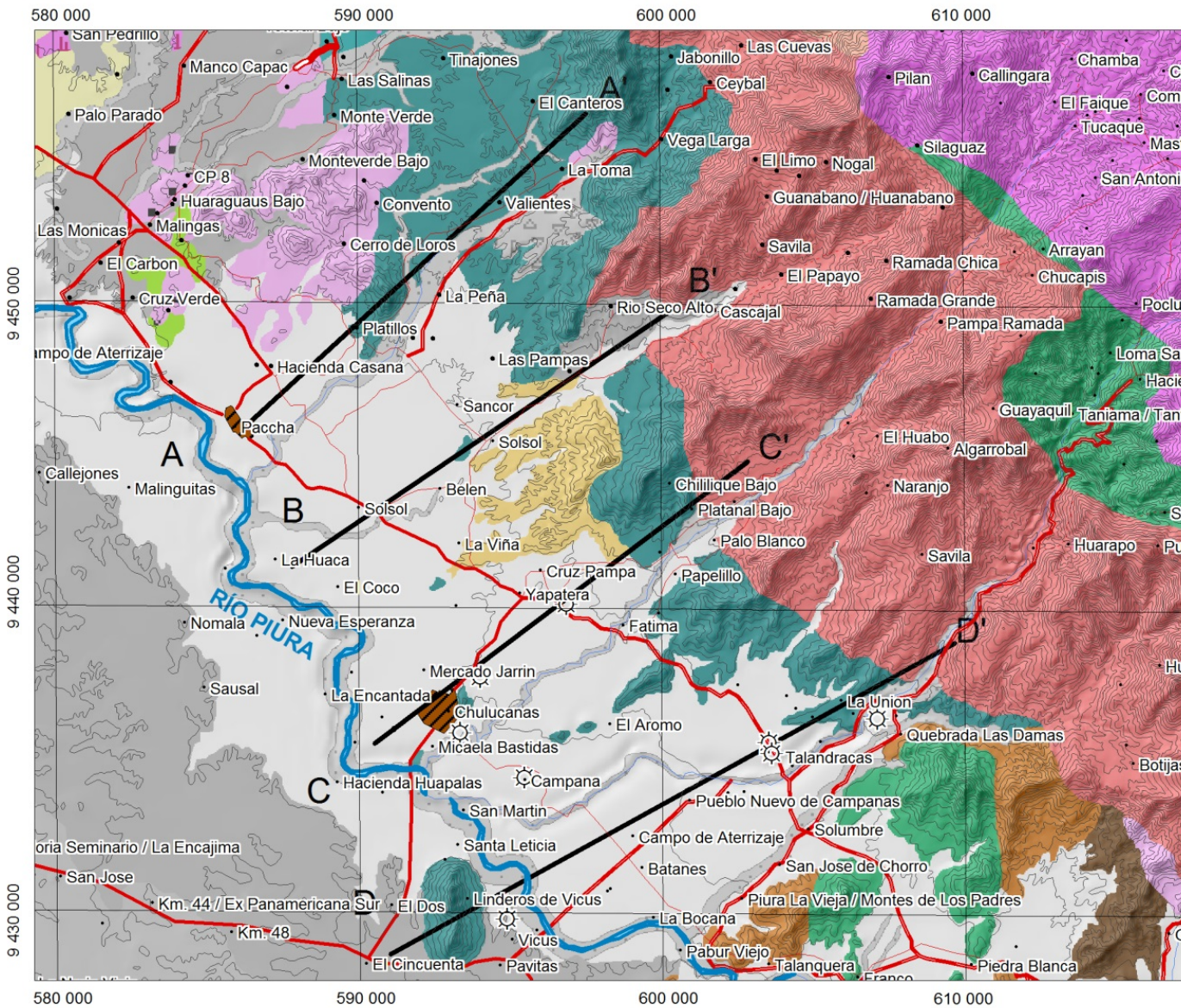
Capítulo 6

DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS GEOLÓGICOS, HIDROGEOLÓGICOS E HIDROGEOQUÍMICOS


En este capítulo se integraron los resultados obtenidos en los capítulos precedentes, a fin de entender los procesos geoquímicos que ocurren durante el flujo de agua subterránea a través del medio geológico. Al final de este capítulo se tendrá una mejor comprensión de los procesos mencionados de tal forma que se pueda llegar a una buena aproximación del modelo hidrogeoquímico que sirva de base para la modelización respectiva que se abordará en el siguiente capítulo. Se utilizó el conocimiento geológico del lugar para elaborar los perfiles geológicos, en función a las características hidrogeológicas se conoció la forma del movimiento de las aguas subterráneas y finalmente con la hidrogeoquímica se conocieron los procesos geoquímicos que ocurren en el subsuelo.

6.1 Perfiles Hidrogeoquímicos

De forma general se puede decir que el agua subterránea se recarga en las partes altas donde en los primeros metros atraviesa rocas ígneas intrusivas (Unidad Paltashaco), luego dependiendo de la zona atraviesan rocas ígneas extrusivas (Volcánicos La Bocana) o rocas sedimentarias detríticas (Formación Yapatera) y finalmente atraviesan las rocas detríticas de la Formación Tambogrande y depósitos cuaternarios para descargar en el río Piura. Para la elaboración de estos perfiles se utilizó la información del capítulo de geología y el análisis de numerosos sondajes eléctricos verticales; realizados en investigaciones geoelectricas hechas en el área de estudio y que ayudaron a terminar los diferentes niveles detríticos del acuífero así como el basamento impermeable. Para poder comprender los procesos de interacción de las aguas subterráneas y el medio geológico se han definido cuatro perfiles longitudinales a la dirección de flujo, A-A', B-B', C-C' y D-D'. (Mapa de secciones hidrogeoquímicas). Para determinar la dirección del flujo del agua subterránea se consideraron los niveles freáticos de los años 1977, 1983 y 2010, determinándose así una tendencia.



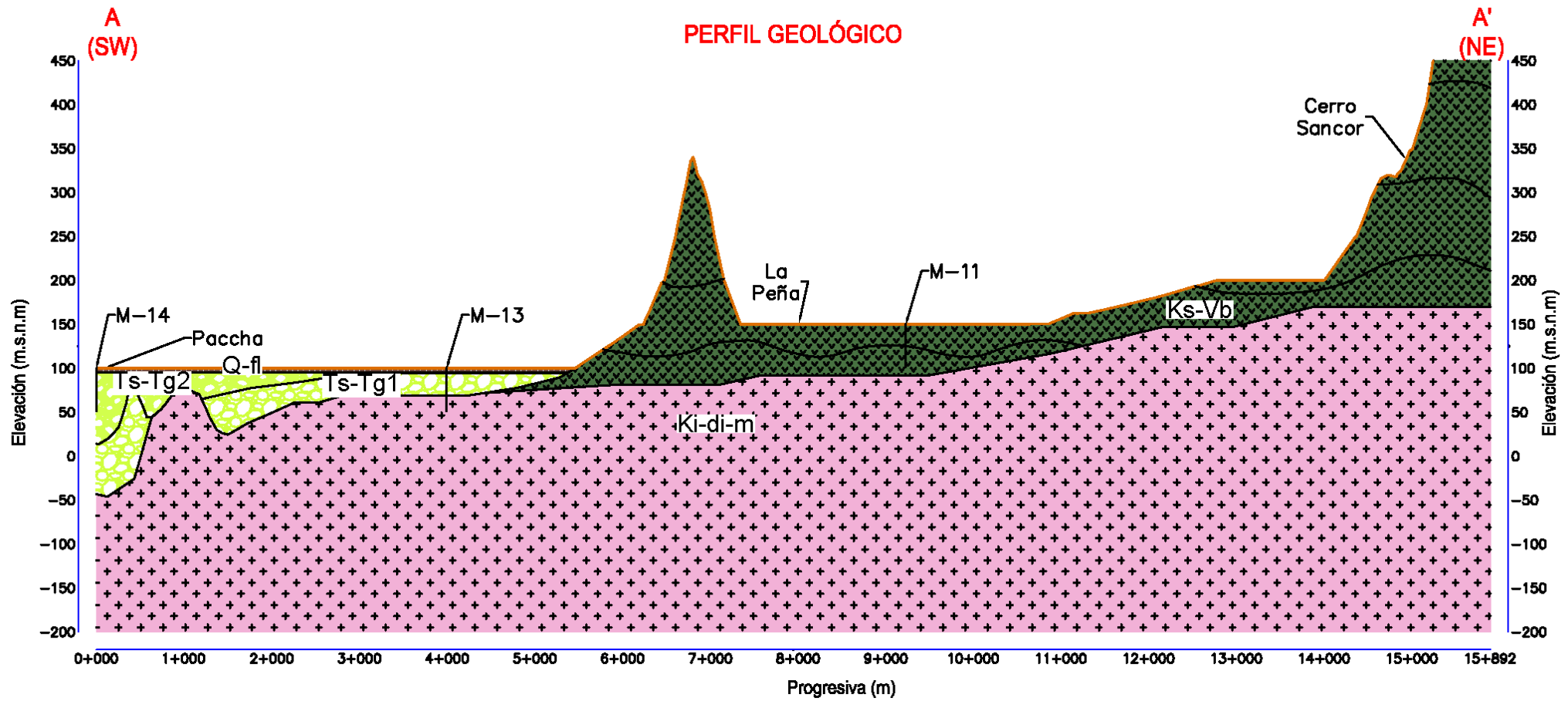
UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	ROCAS IGNEAS	SIMBOLOGÍA
Depósitos fluviales (Q-f)	Volcánico La Bocana (Ks-vbs)	Falla inferida
Depósitos aluviales (Q-al2)	Formación San Lorenzo (Ki-vsl)	Falla inversa
Depósitos aluviales (Q-al1)	Formación San Pedro (Ki-sp)	Rio Piura
Depósitos eólicos (Q-e)	Formación Goyllarisquizga (Ki-g)	Limite de Cuenca
Depósitos morrénicos (Q-mo)	Formación Rio Seco (Pi-rs)	Limite departamental
Formación Tambo Grande (Ts-tg)	Grupo Salas (Oi-s)	Perímetro Urbano
Formación Yapatera (Ti-y)	Complejo de Olmos (Oi-co)	Área de estudio
	Granito Paltashaco (K-gr-p)	
	Tonalita Paltashaco (K-to-p)	
	Diorita Malingas (Ki-di-m)	
	Granodiorita-tonalita Las Lomas (Ks-gr-to-l)	
	Granito Malingas (Ki-gr-m)	
	Gabro Malingas (Ki-gb-m)	
	Tonalita-diorita Las Lomas (Ks-to-di-l)	



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

SECCIONES HIDROGEOQUÍMICAS

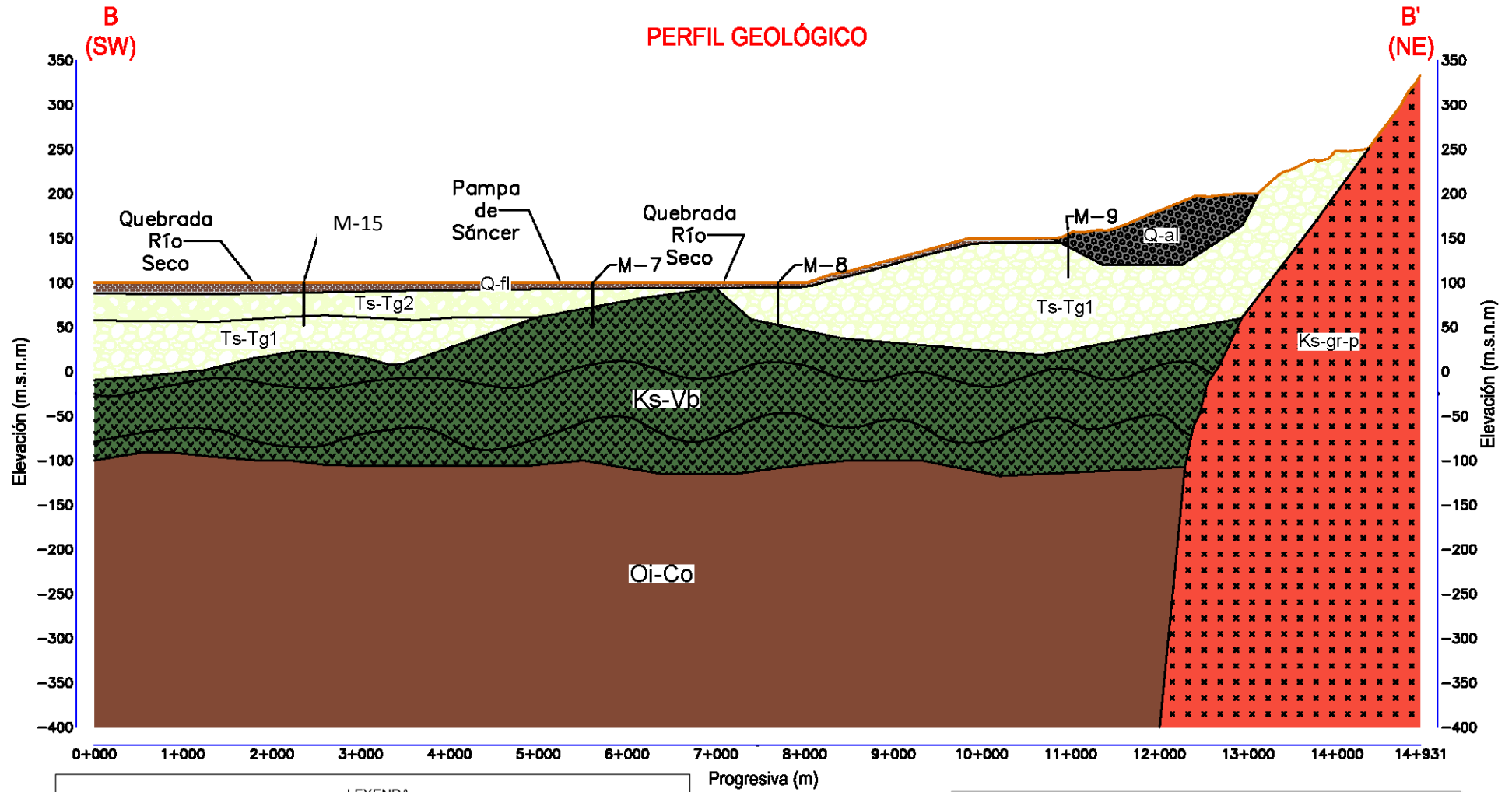
Escala: Gráfica Datum: UTM WGS84 17S Fecha:	Elaborado por: EDMAN BLAS
--	-------------------------------------



LEYENDA

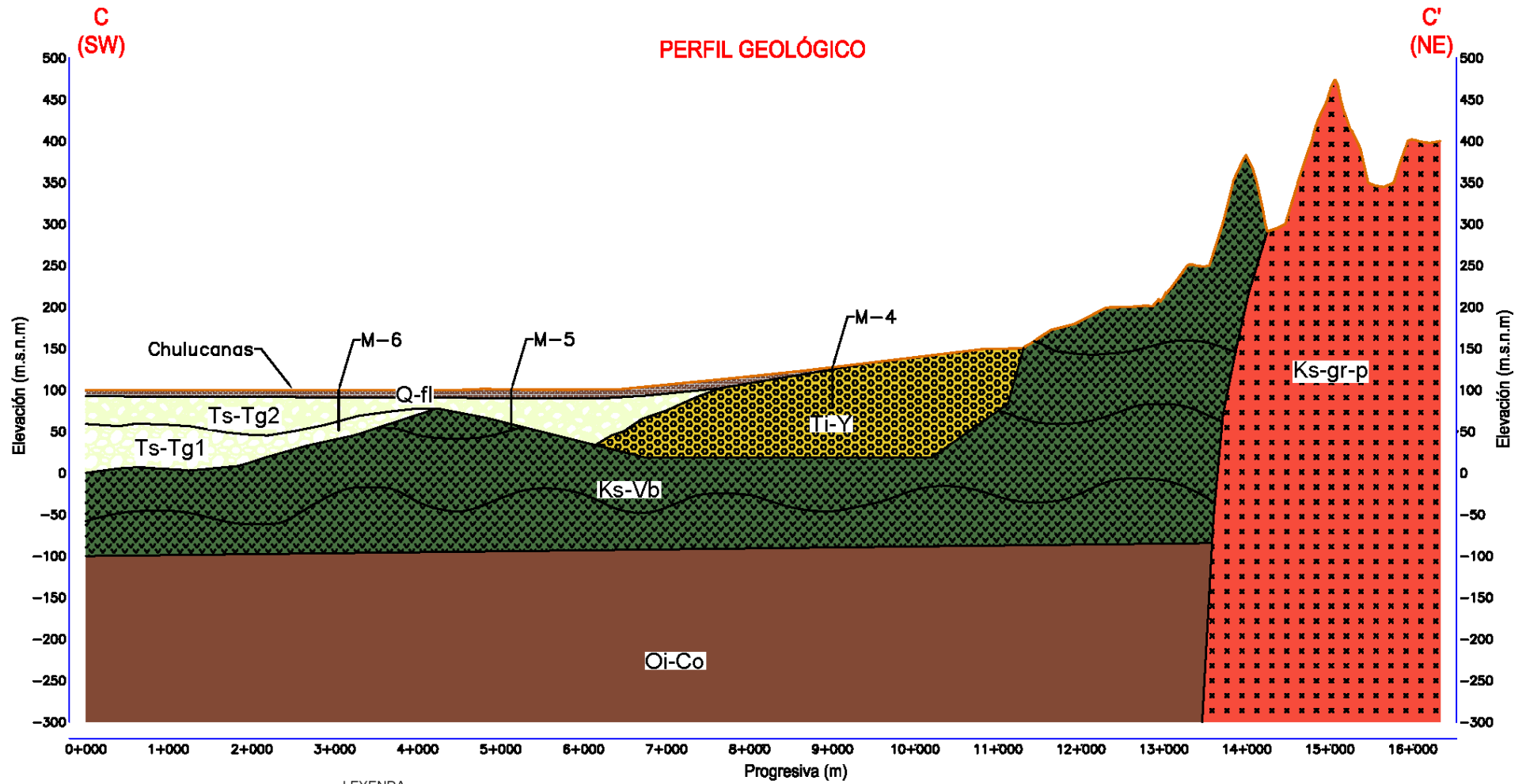
	Q-fl Depósito fluvial		Ki-di-m Diorita Malingas
	Ts-Tg2 Tambogrande superior		Contacto geológico
	Ts-Tg1 Tambogrande inferior		Estratificación
	Ks-Vb Volcánico La Bocana		

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA	
PERFIL GEOLÓGICO A-A' (Elaboración Propia)	
Escala: Gráfica Datum: UTM WGS84 17S Fecha:	Elaborado por: EDMAN BLAS



LEYENDA					
	Q-al	Depósito aluvial		Ks-Vb	Volcánico La Bocana
	Q-fl	Depósito fluvial		Ks-gr-p	Granito Paltashaco
	Ts-Tg2	Tambogrande superior		Oi-Co	Complejo Olmos
	Ts-Tg1	Tambogrande inferior			Contacto geológico
		Estratificación			

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA		
PERFIL GEOLÓGICO B-B' (Elaboración Propia)		
Escala: Gráfica Datum: UTM WGS84 17S Fecha:	Elaborado por: EDMAN BLAS	



LEYENDA

	Q-fl	Depósito fluvial		Ks-Vb	Volcánico La Bocana
	Q-al	Depósito aluvial		Ks-gr-p	Granito Paltashaco
	Ti-Y	Formación Yapatera		Oi-Co	Complejo Olmos
	Ts-Tg2	Tambogrande superior			Contacto geológico
	Ts-Tg1	Tambogrande inferior			Estratificación



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

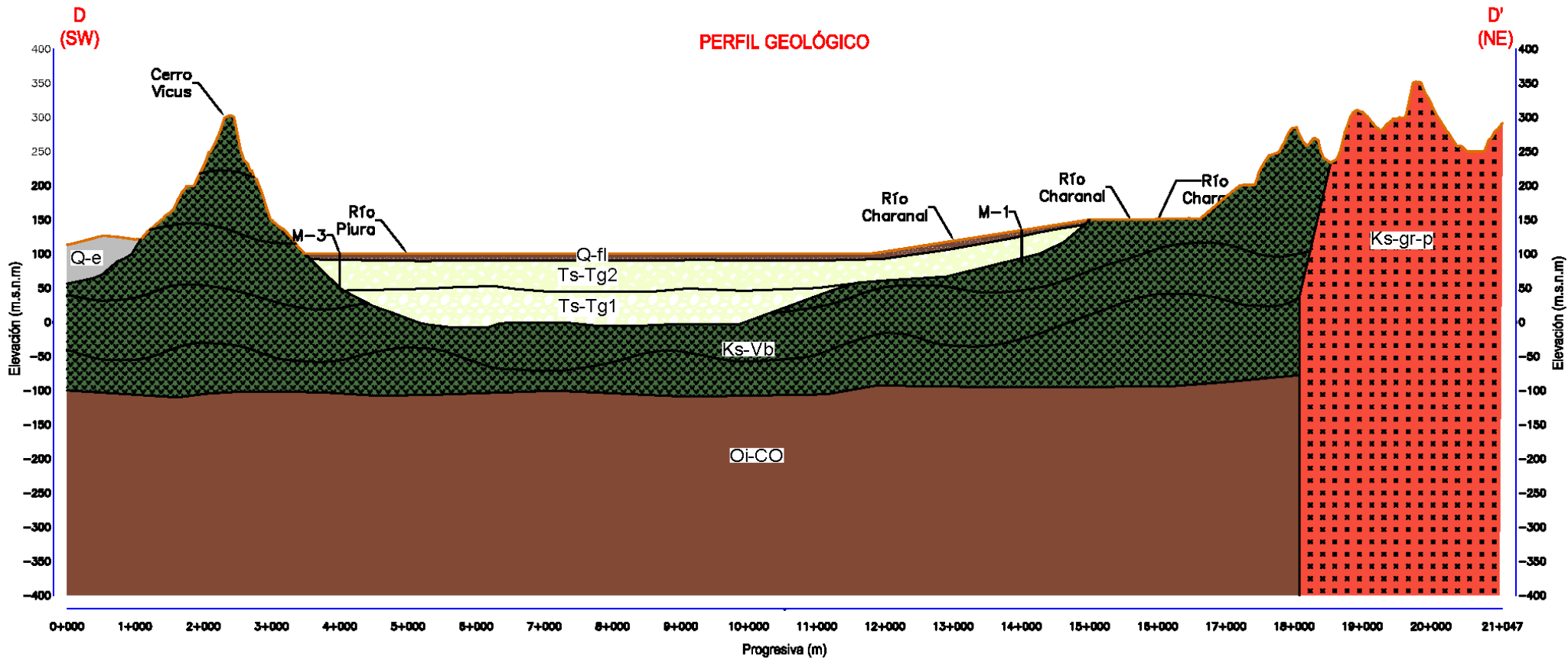
PERFIL GEOLÓGICO C-C'
(Elaboración Propia)

Escala: Gráfica

Datum: UTM WGS84 17S


Fecha:

Elaborado por:
EDMAN BLAS



LEYENDA

	Q-e	Depósito eólico		Ks-Vb	Volcánico La Bocana
	Q-fl	Depósito fluvial		Ks-gr-p	Granito Paltashaco
	Ts-Tg2	Tambogrande superior		Oi-Co	Complejo Olmos
	Ts-Tg1	Tambogrande inferior			Contacto geológico
					Estratificación

 UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA		
PERFIL GEOLÓGICO D-D' (Elaboración Propia)		
Escala: Gráfica Datum: UTM WGS84 17S Fecha:	Elaborado por: EDMAN BLAS	

6.2 Procesos Hidrogeoquímicos

Para poder describir los procesos geoquímicos primero es necesario definir qué es un sistema geoquímico. En fisicoquímica el universo está dividido en 2 partes: el *sistema*, que contiene la porción del universo de particular interés, y los *alrededores del sistema*, que comprenden la región exterior al sistema (P. Atkins y J. de Paula, 2002). Un sistema geoquímico es un sistema abierto que puede ser estudiado de dos formas: (Berkowitz B., *et al* 2008)

Sistema termodinámico, el cual es un estado de equilibrio donde los parámetros del medio tales como presión y temperatura son impuestas sobre el volumen del sistema. Esta aproximación es usada para predecir la estabilidad de un sistema y el impacto de las cambiantes condiciones del medio. *Sistema cinético*, en donde el camino a lo largo del sistema está siendo movido hacia algún estado de equilibrio local, el cual en turno determina el ratio de cambio a lo largo del camino.

En un sistema natural en que se conozcan los procesos hidrogeoquímicos relacionando la composición química de la roca con la del agua se ha de conseguir la idea aproximada de lo que está ocurriendo realmente en el sistema (véase Figura 6.1).

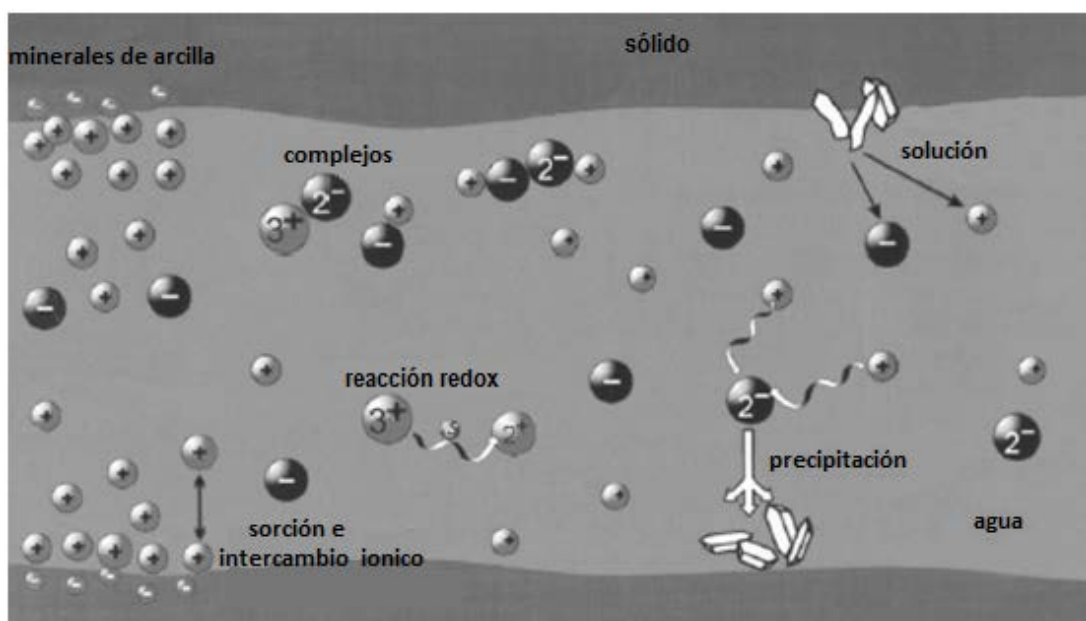
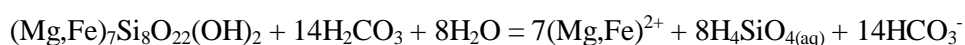
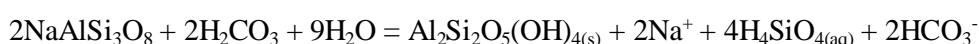


Figura 6.1: Esquema de los procesos de interacción en sistemas acuosos (Fuente: B.J. Merkel)

Durante el ciclo de interacción agua-roca, el agua actúa sobre los distintos tipos de rocas y suelos produciendo procesos de alteración mineral, fenómenos de hidrólisis, disolución, oxidación reducción, intercambio iónico etc.

El CO₂ del agua de lluvia está en equilibrio con el CO₂ atmosférico que tiene una presión parcial de 10^{-3.5}. Cuando el CO₂ de la zona no saturada que tiene una presión parcial 10 o 100 veces mayor que la atmosférica entra en contacto con el agua, se incrementa la presión parcial del CO₂ en el agua generando una variación importante en la disolución de la calcita y por tanto el pH del agua. Así mismo facilita el ataque a casi todos los minerales del suelo (P. Gómez y M. J. Turrero).

Las rocas ígneas ácidas tienen apreciables cantidades de cuarzo, feldspatos y micas, el CO₂ que adquieren las aguas naturales favorece a la liberación de cationes como el Ca⁺², Mg⁺², Na⁺¹ y K⁺¹, dejando así un residuo arcilloso rico en aluminosilicatos. La cantidad de sólidos totales disueltos (TSD) proveniente de estas aguas por lo general es menor a 300 mg/l, el contenido de sílice es bajo (10-30 mg/L), su solubilidad se incrementa con la temperatura. Hay una predominancia de Na⁺ sobre K⁺¹, ya que el sodio es más soluble que el potasio, y este último tiene mayor facilidad de fijación en minerales arcillosos en la matriz rocosa. El Ca⁺² es también más dominante que el Mg⁺², y el HCO₃⁻¹ más que el Cl⁻¹ y SO₄⁻².



6.3 Modelo Hidrogeoquímico Conceptual

Con los resultados obtenidos en la investigación se realizaron perfiles hidrogeoquímicos que sirvieron para la realización del modelo hidrogeoquímico conceptual de la cuenca en estudio. La base de datos hidroquímica utilizada para la realización del modelo conceptual es la de las campañas de 1978 y 1989 realizadas por el ANA, y la campaña realizada en esta investigación en el 2012.

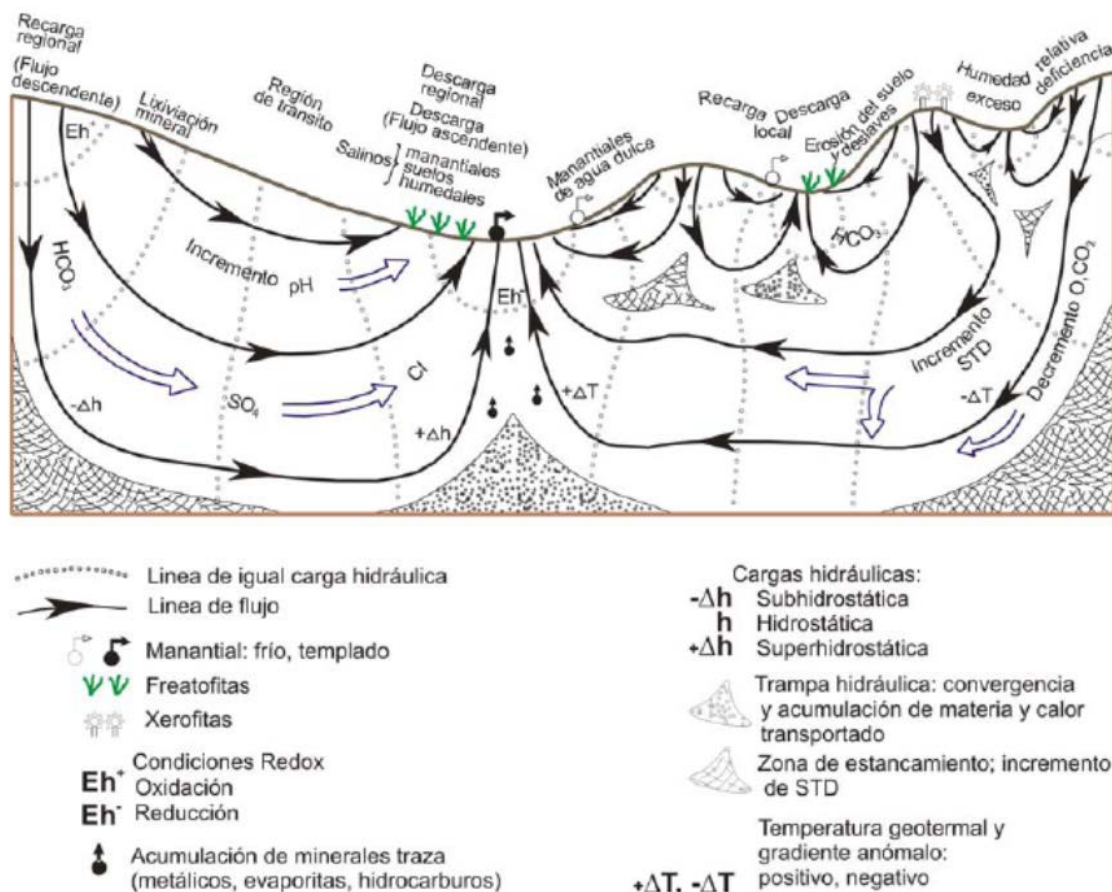


Figura 6.2: Manifestaciones de la circulación del agua subterránea en una cuenca (Fuente: Hernández, J. 2008)

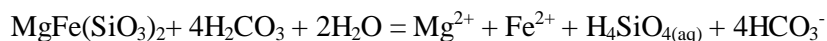
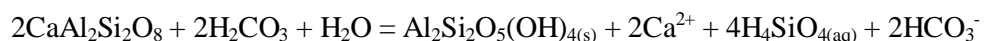
Se prepararon diagramas Piper con los resultados hidrogeoquímicos de la campaña realizada en el año 1978, por ser la de mayor cantidad en la zona de estudio, por el ANA, con el fin de determinar los cambios químicos en el agua subterránea a lo largo de las líneas de flujo.

Para conocer los cambios en la química del agua subterránea a través de su recorrido es necesario identificar y entender los procesos hidrogeoquímicos que ocurren en él. Para esto se elaboraron los perfiles hidrogeoquímicos, A-A', B-B', C-C' y D-D', en donde se identificaron las unidades litológicas a las que el agua subterránea atraviesa. Con los resultados de los análisis se pudo conocer que solo las secciones A-A' y C-C' presentan una conexión hidrogeoquímica en todos sus tramos, como se explica a continuación:

6.3.1 Perfil Hidrogeoquímico A-A'

Para el perfil hidrogeoquímico A-A' la recarga se realiza sobre rocas volcánicas de la Formación La Bocana que consta de aglomerados de composición andesítica, como se observa en la Figura 6.4, donde se utilizaron los pozos IRHS 20/04/01 – 506, 499, 511, 483, 475 y 477 (campana ANA-1978).

Inicialmente el agua pertenece a una facie clorurada sódica magnésica (Cl-Na-Mg), conforme avanza el flujo siguiendo el proceso 1(506-499) esta se vuelve bicarbonatada cálcica magnésica (HCO_3^{-1} -Ca-Mg), que es el tipo de agua esperada cuando esta atraviesa rocas volcánicas de composición andesítica como la presentes en la Formación La Bocana, ya que esta contiene plagioclasas y ferromagnesianos ricos en Ca y Mg.



El agua subterránea del pozo 511 mantiene la misma composición química del agua en el pozo 499 (HCO_3 -Ca-Mg) pero con mayor predominancia de magnesio esto por encontrarse en la misma unidad formacional (Tambogrande superior), luego mediante el proceso 2 se observa como esta agua cambia de bicarbonatada magnésica cálcica a una sulfatada y clorurada sódica magnésica (483), en este nuevo proceso el agua subterránea deja la Formación Tambogrande inferior para atravesar rocas del nivel superior, en areniscas cuarzosas este cambio es acompañado con un disminución en el pH lo cual es evidenciado en las muestras M-12 y M-13 (Figura 5.17). El nivel superior de la Formación Tambogrande es muy salino además de presentar niveles de cenizas, es posible que esto genere que las aguas se vuelvan sulfatadas y cloruradas sódicas y magnésicas.

Posteriormente mediante el procesos 3 esta agua evoluciona en una clorurada sódica (475), para finalmente evolucionar a una de tipo clorurada cálcica magnésica mediante el proceso 4. Este último cambio puede deberse al fenómeno de

intercambio catiónico que se da en los niveles arcillosos, además de la influencia de niveles salinos de la Formación Tambogrande superior. Las altas temperaturas de que se registran en el valle de río Piura hacen que el agua subterránea superficial presenta alto contenidos de sales debido a la evaporación alta de lugar.

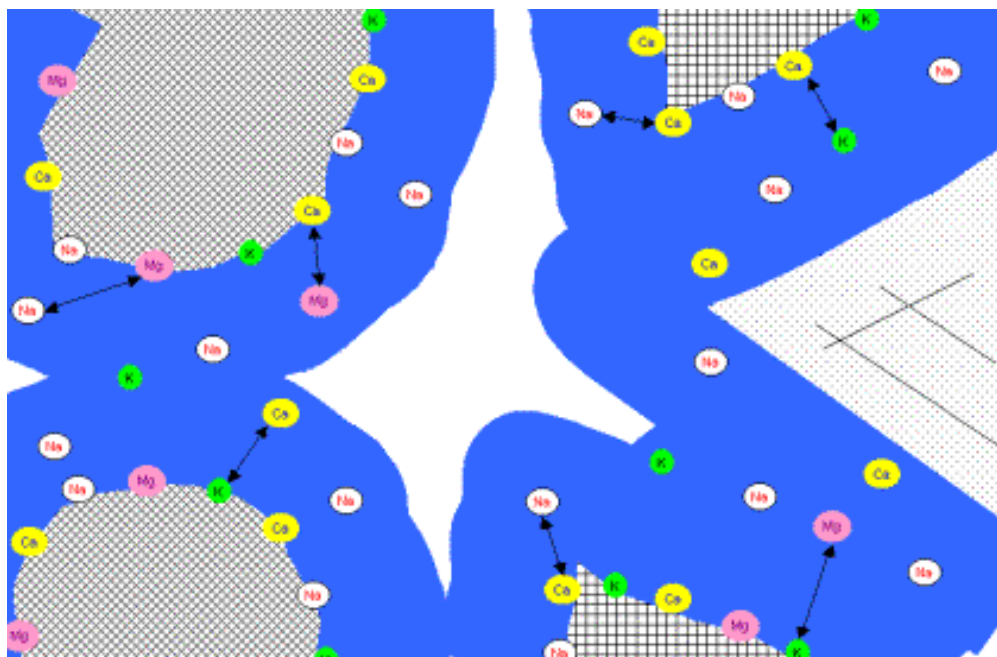


Figura 6.3: Esquema de intercambio iónico (Fuente: C.A.J. Appelo)

6.3.2 Perfil Hidrogeoquímico C-C'

Para el perfil hidrogeoquímico C-C' la recarga se realiza sobre rocas graníticas de la unidad Paltashaco siguiendo su recorrido por los volcánicos La Bocana, como se observa en la Figura 6.5, donde se utilizaron los pozos IRHS 20/04/01 – 212, 195, 178, 200 y 154 (campana ANA-1978).

El agua subterránea que atraviesa la Formación Yapatera que consta de conglomerados con clastos de cuarcitas, presenta facies sulfatadas magnésicas en el pozo 212 que cambian según el proceso 1 a bicarbonatadas cálcicas magnésicas ($\text{HCO}_3^{-1}\text{-Ca-Mg}$) que son registradas en el pozo 195, la misma facie es encontrada en el pozo 178 esto porque el flujo permanece en la misma formación en este caso Tambogrande. En el proceso 2 el agua cambia de bicarbonatada cálcica magnésica a

clorurada sódica magnésica registrada en el pozo 200, esta facie se mantendrá también el pozo 154, debido a que se encuentran en la Formación Tambogrande superior.

Estos procesos muestran que existe interacción entre el agua subterránea y las rocas de las formaciones presentes y que esta controla la química de las aguas subterráneas en el área de estudio.

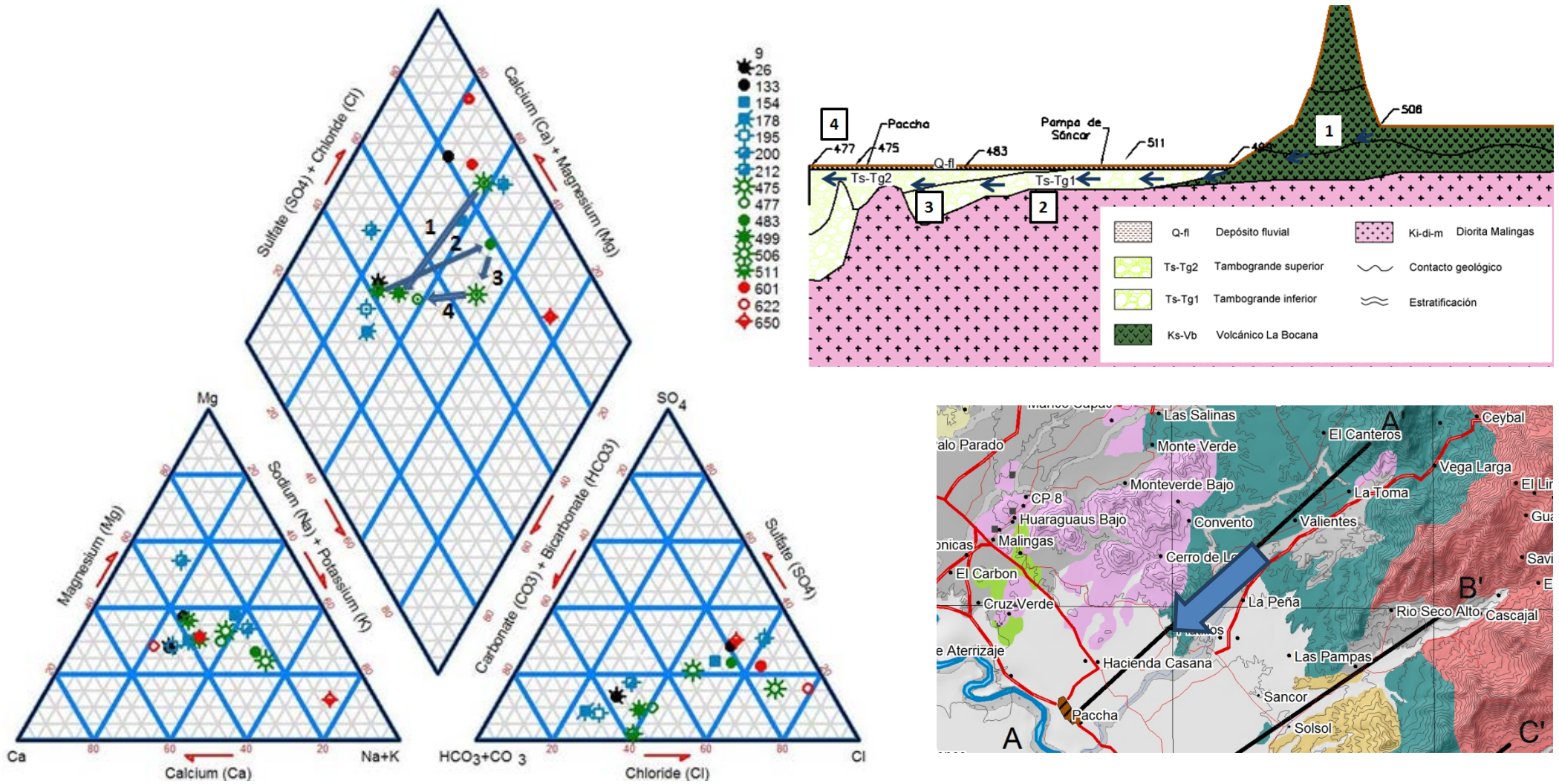


Figura 6.4: Evolución geoquímica de las aguas subterráneas perfil hidrogeoquímico A-A'

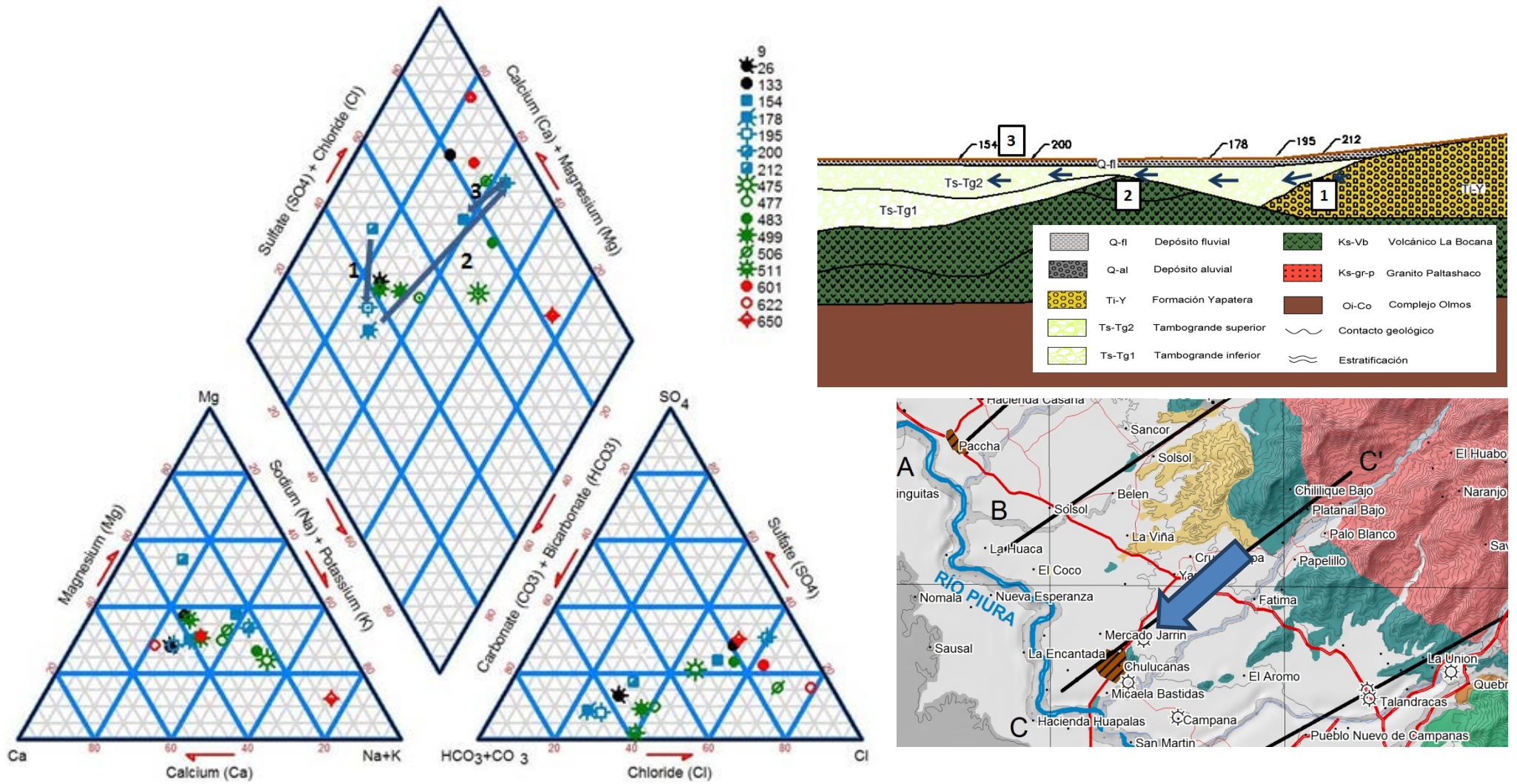


Figura 6.5: Evolución geoquímica de las aguas subterráneas perfil hidrogeoquímico C-C'

6.4 Resultados, Consideraciones Previas a la Modelización

Una vez establecidos los modelos hidrogeoquímicos conceptuales, en donde se identificaron los procesos de interacción agua-roca, se procedió a utilizar los datos obtenidos del muestreo realizado para la presente investigación. En la campaña del 2012 se determinó las concentraciones de los metales Cu, Pb, Zn, Cd, Fe, Mn, cationes Na, K, Ca, Mg, y sulfatos totales SO_4^{-2} en las aguas subterráneas de quince puntos de muestreo a lo largo de líneas de flujo ya antes mencionadas.

6.4.1 Perfil Hidrogeoquímico A-A'

En la sección A-A', el tramo 11-12, entre las localidades de La Peña y Sancor existe un aumento en el pH del sistema así como una disminución del total de sólidos disueltos (TSD). Disminución de Ca^{+2} y Na^{+1} , disminución de los metales Cu Pb, Zn, Cd y un aumento de las concentraciones de Fe y Mn. Todos estos cambios ocurren cuando el flujo de aguas subterráneas atraviesa rocas volcánicas de la Formación La Bocana.

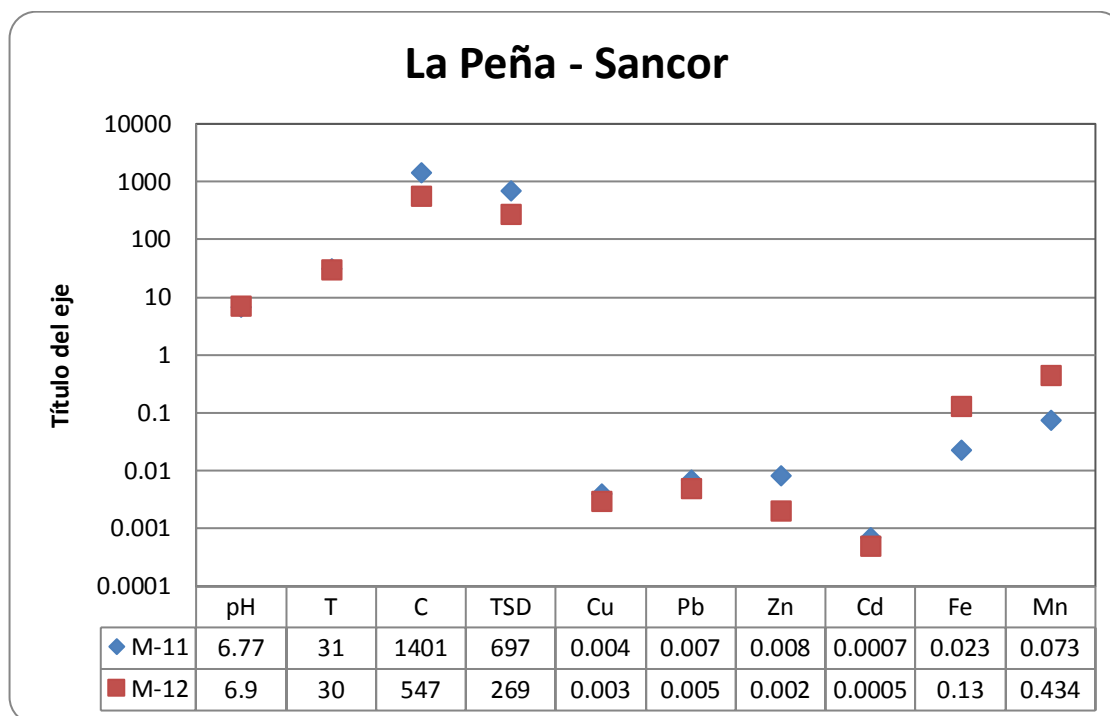


Figura 6.6: Variación de algunos parámetros químicos tramo 11-12

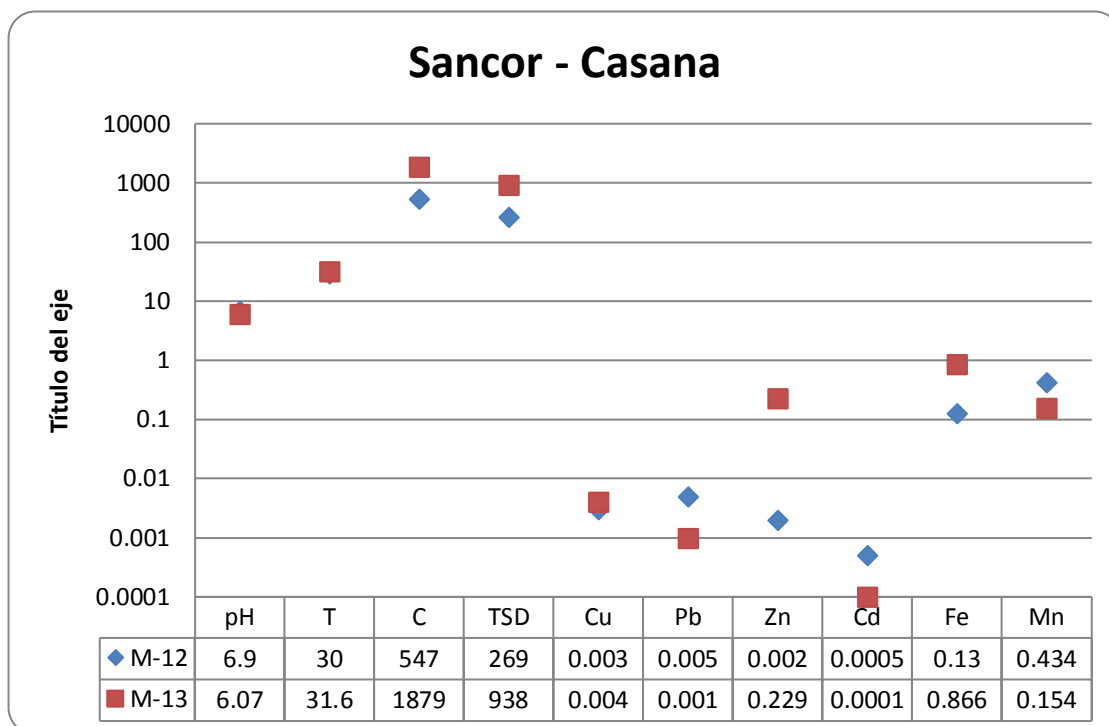


Figura 6.7: Variación de algunos parámetros químicos tramo 12-13

En el tramo 12-13, ocurre un cambio en la litología que atraviesan las aguas subterráneas, pasando de las rocas volcánicas de la Formación La Bocana a las rocas detríticas de la Formación Tambogrande, generando una disminución en el pH y un aumento en TSD, existe una disminución de las concentraciones metálicas de Pb, Cd y Mn, y un aumento de Cu, Zn y Fe, así como un aumento de las concentraciones de los cationes Na^+ , Ca^{+2} y Mg^{+2} y una disminución en la concentración del catión K^+ .

En el tramo 13-14 el agua subterránea atraviesa a la Formación Tambogrande, aunque también atravesaría zona de rocas ígneas alteradas correspondientes a dioritas de la Unidad Malingas, en este tramo hay un aumento del pH y una disminución del TSD, así como un aumento en la concentración de los metales Pb, Cd y Mn, mientras que los metales Cu, Zn y Fe experimentan una disminución en sus concentraciones. Los cationes Na^+ y Ca^{+2} experimentan una disminución en sus concentraciones, mientras que los cationes K^+ y Mg^{+2} experimentan un aumento.

Esta sección presenta a diferencia de las otras una mayor concentración de Mn, esto debido a que esta sección atraviesa rocas de la Formación La Bocana, que es de origen volcánico sedimentario y en esta ocurre mineralización constituida por óxidos

de hierro y manganeso. Dadas las condiciones de pH del medio el hierro tiende a precipitar mientras que el Mn se mantiene en solución, la afinidad del Mn y el Fe se puede observar en las Figuras 5.22 y 5.23.

El óxido e hidróxido de hierro formado tiene una alta capacidad de absorción lo que genera la disminución de los elementos metálicos Cu, Pb, Zn y Cd. Así como el óxido e hidróxido de hierro es un buen absorbente, existen otras sustancias que también absorben metales, como se muestra en el siguiente cuadro:

Cuadro 6.1: Fuerza de unión relativa de metales por diferentes sorbentes

Sustancia	Relativa fuerza de unión
Minerales arcillosos, zeolitas	Cu>Pb>Ni>Zn>Hg>Cd
Óxidos e hidróxidos de Fe y Mn	Pb>Cr=Cu>Zn>Ni>Cd>Co>Mn
Materia orgánica	Pb>Cu>Ni>Co>Cd>Zn=Fe>Mn
Ácido húmicos	Pb>Cu=Zn=Fe
Turba	Cu>Pb>Zn>Cd
Turba degradada	Cu>Cd>Zn>Pb>Mn

Fuente: B.J. Merkel

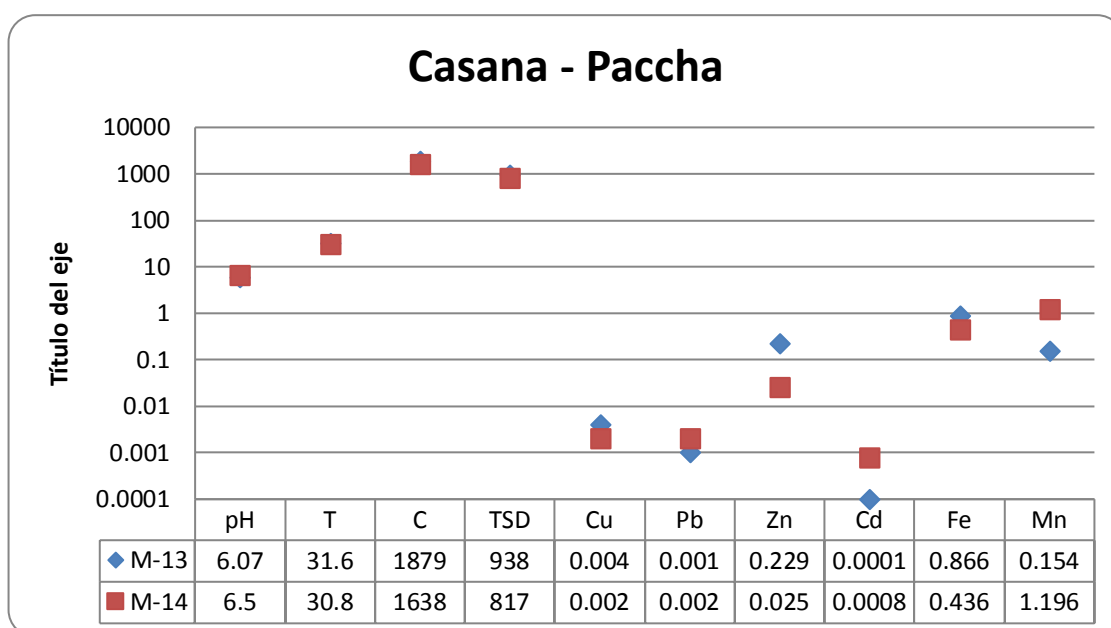


Figura 6.8: Variación de algunos parámetros químicos tramo 13-14

6.4.2 Perfil Hidrogeoquímico B-B'

En la sección B-B', el tramo 9-8 de Río Seco Alto a Río Seco Bajo, presenta una disminución en el pH y un aumento en el TSD, así como un aumento de las concentraciones de los metales Cu, Pb, Zn, Cd, Fe y Mn. El flujo de agua subterránea en este tramo se da a lo largo de la Formación Yapatara, que es una Formación detrítica. La disminución del pH hace que el sistema tienda a un ambiente en donde los metales no precipiten debido a su mayor movilidad, lo que hace que sus concentraciones aumenten durante el flujo, como se observa en la Figura 6.9.

El tramo 8-7, de Río Seco Bajo a Belén el pH disminuye y el TDS aumenta, las concentraciones de Cu, Zn, Fe y Mn aumentan y las de los metales Pb y Cd, disminuyen. En este tramo el flujo de aguas subterráneas inicia en la Formación Yapatara para luego atravesar a la Formación La Bocana.

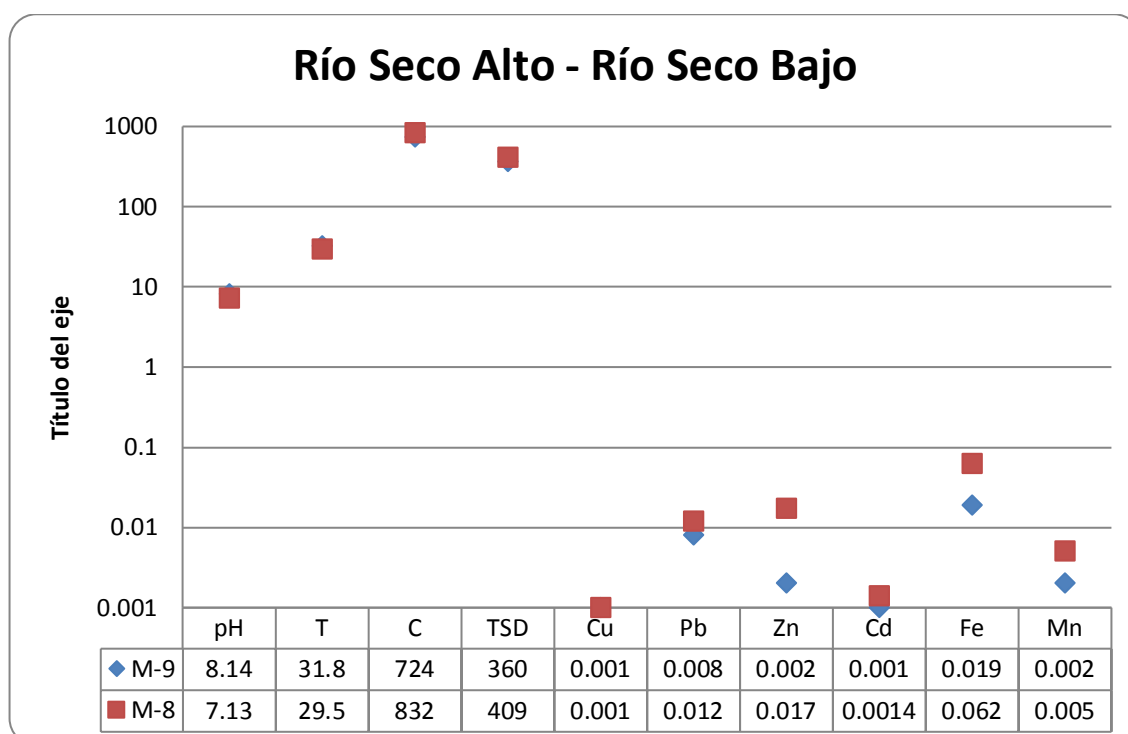


Figura 6.9: Variación de algunos parámetros químicos tramo 9-8

El tramo 7-15, de Belén a Sol Sol, presenta una disminución en el pH, y un ligero aumento del TSD, la concentración de los metales Cu, Cd y Mn aumenta, mientras que la de los metales Pb, Zn y Fe disminuyen. En este tramo el flujo de aguas subterráneas pasa de la Formación La Bocana a la Formación Yapatera.

La disminución de los metales Pb, Zn y Fe se debe probablemente a la formación de óxidos e hidróxidos de hierro y la posterior absorción de los metales Pb y Zn o la precipitación de los mismos como sulfatos. En el caso del Cd, a ese pH casi no es absorbido a diferencia del Pb (véase Figura 6.11).

El aumento de los metales Cu, Cd y Mn se debe probablemente a que el agua está atravesando niveles de ceniza volcánica de la Formación Tambogrande. En general el contenido de metales pesados en cenizas volcánicas presenta la siguiente relación:

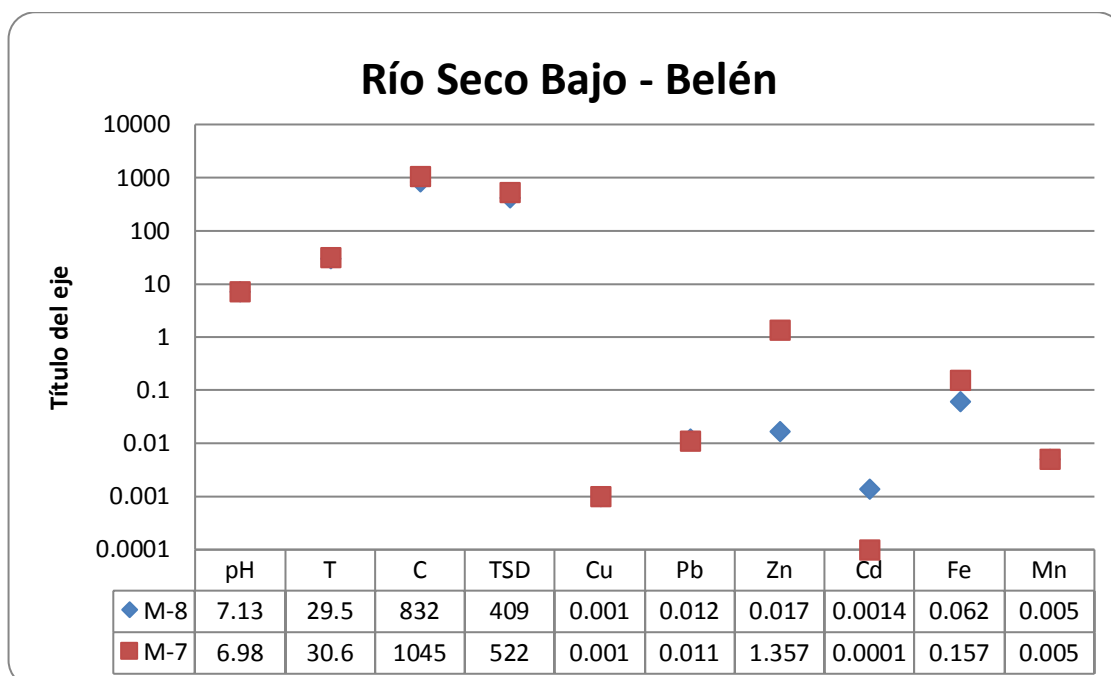


Figura 6.10: Variación de algunos parámetros químicos tramo 8-7

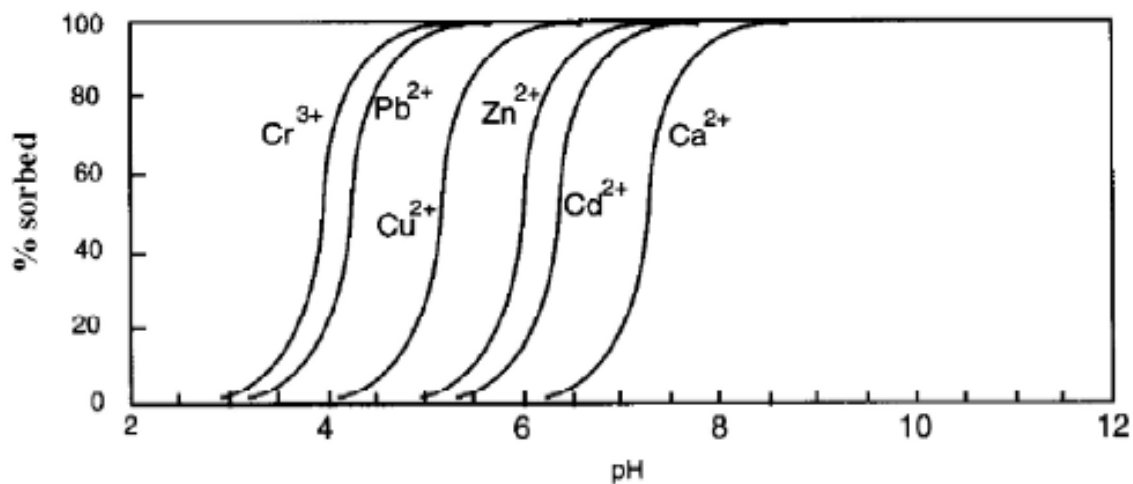


Figura 6.11: pH dependencia de la sorción de cationes metálicos en hidróxido de hierro(B.J. Merkel)

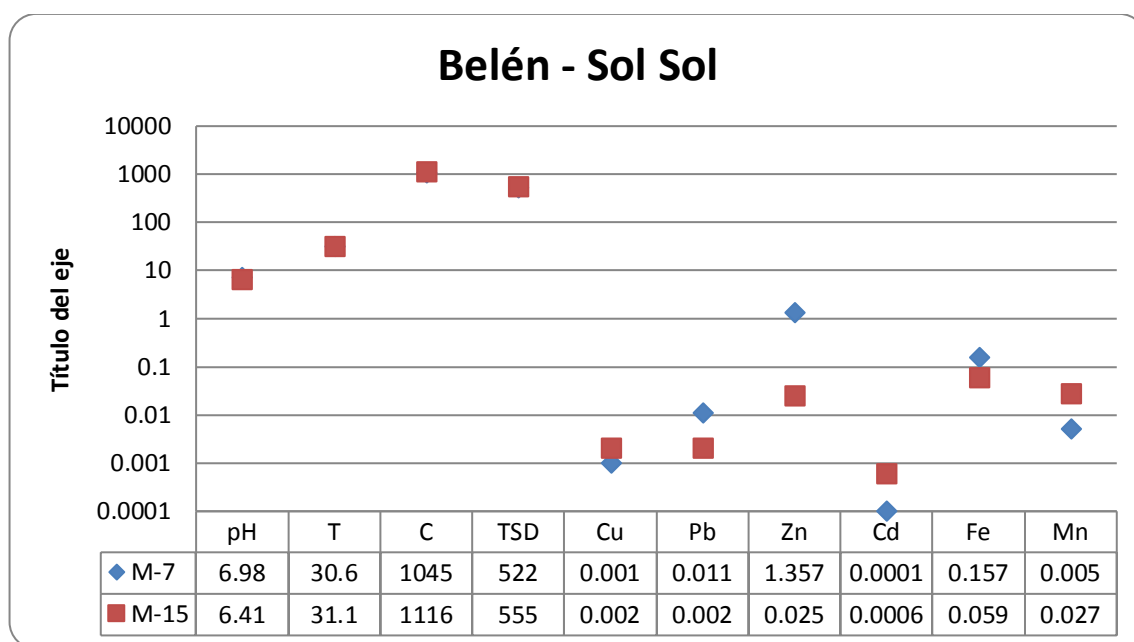


Figura 6.12: Variación de algunos parámetros químicos tramo 7-15

6.4.3 Perfil Hidrogeoquímico C-C'

En la sección hidrogeoquímica C-C', existen factores que afectan la absorción y la precipitación, como por ejemplo el efecto de la competencia de cationes. Para específicas posiciones de absorción los elementos trazas (Pb, Cd, etc) son preferentemente absorbidos que los cationes mayoritarios (Na, Ca, Mg).

La disminución de los metales Pb, Zn, Fe y Mn puede deberse a la formación de óxidos e hidróxidos de Fe y Mn y la posterior absorción de Pb y el Zn. Lo mismo ocurre en el tramo 8-7 de la sección B-B', para la misma unidad formacional (Fm. Yapatera). El Fe disuelto está controlado por la solubilidad de los óxidos e hidróxidos de Fe, al igual que las concentraciones de Mn. (véase Figura 6.13)

Existen numerosos estudios sobre las propiedades adsorbtivas de los minerales arcillosos, en particular de la montmorillonita, la caolinita, y los óxidos de hierro y manganeso. Jane (1968) concluye que los óxidos de Fe y Mn son los principales sorbentes que controlan la movilidad de los metales en el suelo y el agua. (McLean, J.)

En el tramo comprendido entre los puntos de monitoreo M-5 y M-6, a lo largo de la ciudad de Chulucanas, el pH no varía y las concentraciones de los metales Pb, Fe, Mn, Cu, Zn y Cd aumentaron. En este sector las aguas subterráneas atraviesan depósitos cuaternarios de poco espesor y principalmente rocas volcánicas de la Formación La Bocana (véase Figura 6.14).

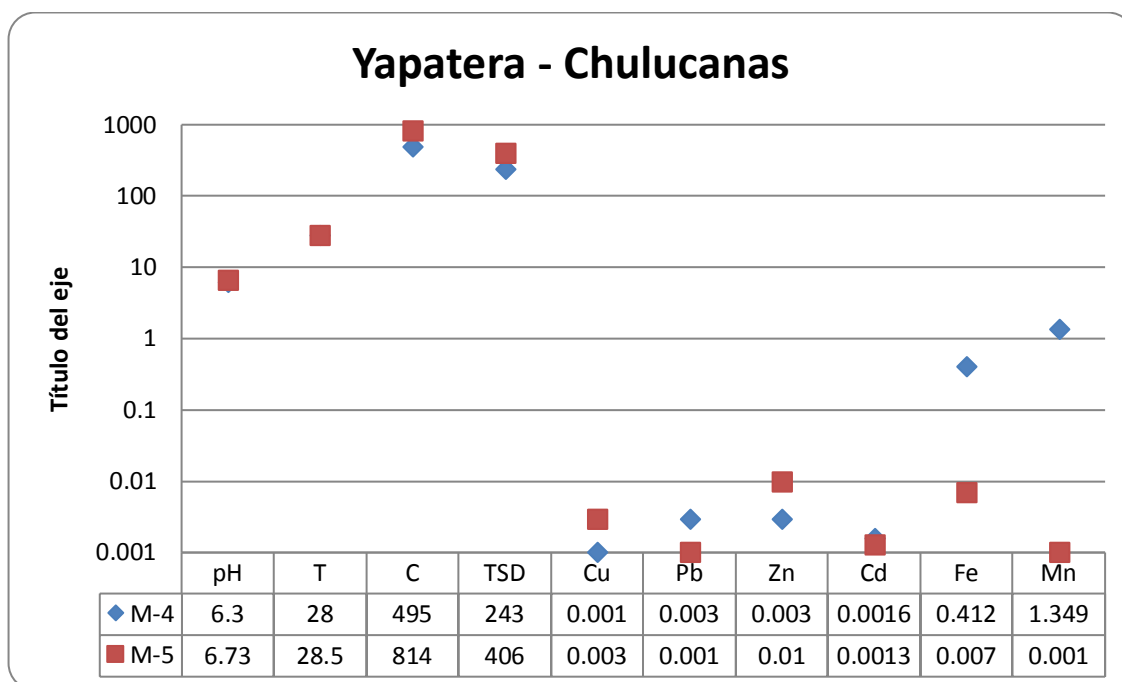


Figura 6.13: Variación de algunos parámetros químicos tramo 4-5

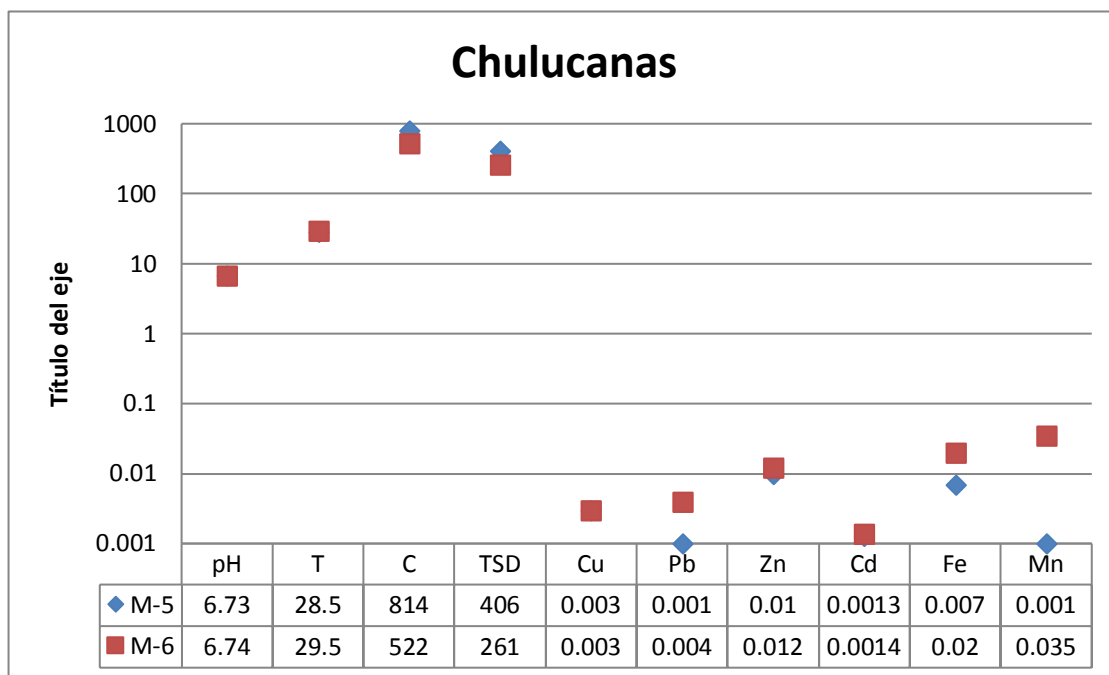


Figura 6.14: Variación de algunos parámetros químicos tramo 5-6

6.4.4 Perfil Hidrogeoquímico D-D'

En este sector los puntos muestreados, no se encuentran a lo largo de una misma línea de flujo, por lo cual se analizaron por separado cada uno de los puntos.

La Muestra M-1, se encuentra cerca al río Charanal, mientras que la muestra M-3 se encuentra muy cerca al cerro Vicús, en donde afloran rocas de la Formación La Bocana, estas muestras presentan mayor concentración de Cd a diferencia de los otros elementos que están presentes en concentraciones normales.

De forma general, en la sección A-A', se observa que las muestras M-11 y 12 presentan mayor concentración de Pb, a diferencia de las muestras M-13 y 14 que se ubican sobre terrenos detríticos con niveles arcillosos, lo que indicaría un proceso de absorción del Pb disminuyendo así su concentración a lo largo de flujo, acompañado con una disminución de pH (Figura 5.6), que corroboraría la hipótesis. Lo mismo ocurre para la sección B-B', las muestras M-8,9 y 10 presentan mayor concentración de Pb que las muestras M-7 y 15 ubicadas sobre formaciones detríticas con niveles arcillosos, acompañados también de una disminución del pH.

La sección A-A' es la que presenta mayor concentración de Pb y Cu con respecto a las otras secciones, esto debido posiblemente a la presencia de rocas volcánicas donde existe mineralización del tipo sulfuro masivo Pb-Cu-Zn. Tanto en la sección B-B' como C-C', para los tramos en donde el agua subterránea atraviesa las rocas detríticas de la Formación Yapatera, existe una disminución de los metales Pb, Zn, Fe y Mn, esto se debería a la formación de óxidos e hidróxidos de hierro y la posterior absorción de los metales Pb y Zn.



Figura 6.15: Procesos que generan concentración metálica en solución (Modificado de Mattigod, et al., 1981)

Uno de los fenómenos en los que intervienen los metales pesados en las aguas subterráneas es el intercambio catiónico. La fuerza de unión depende del respectivo sorbente (Cuadro 6.2), así como de valor del pH, Figura 6.11 (B.J. Merkel).

Cuadro 6.2: Capacidad de intercambio catiónico a un pH de 7 y su pH dependencia

Sustancia	C.E.	pH dependencia
Mineral arcilloso		
Caolinita	3 - 15	Alta
Illita y Clorita	10 - 40	Baja
EsmectitaMontmorillonita	80 - 150	Rara o no existe
Vermiculita	100 - 150	Despreciable
Zeolitas	100 - 400	Despreciable
Óxidos e hidróxidos de Fe(III) y Mn (IV)	100 - 740	Alta
Materia orgánica	100 - 500	Alta

Fuente: B.J. Merkel

6.5 Afiliación Genética

En el área de estudio existen tres franjas metalogénicas, la primera corresponde a sulfuros masivos volcanogénicos de Cu-Zn-Au, la segunda de sulfuros masivos volcanogénicos de Pb-Zn-Cu y la última correspondiente a la de pórfidos de Cu-Mo del Cretáceo superior.

El plomo tiene dos estados de oxidación, +2 y +4. El estado tetravalente es un poderoso agente oxidante pero no es común en el ambiente superficial de la tierra, el estado divalente por otro lado es el nivel más estable de oxidación. Las mayores concentraciones de Plomo (M-1, M-3, M-8, M-9, M-11 y M-12) estarían asociadas a rocas volcánicas, específicamente a mineralización del tipo sulfuro volcanogénico masivo.

En cuanto a las concentraciones de Cu, estas pueden estar relacionadas a intrusiones de composición andesítica y dacítica con mineralización de pirita y calcopirita en el sector occidental del área de estudio Batolito de la Costa. Las asociaciones Cu-Mo, se encuentran registradas también en el sector de la mina Turmalina, donde predomina la mineralización Cu-Mo, que se encuentra rellenando espacios vacíos y fracturas (Rodríguez, I. et al., 2012).

Las concentraciones de cadmio pueden derivarse de la solubilidad de algunos minerales como las greenockita, que puede estar asociada a los depósitos antes mencionados, incluso puede derivar de los fungicidas. La absorción se da en pH altos así como también elevadas áreas superficiales.

Las muestras M-1, M-2, M-3 y M-4, son las que presentan la mayor concentración de Cd, esto puede deberse a la utilización de fungicidas en este sector que es el de mayor agricultura en la zona de estudio. El pH en este sector es menor a 6.5, lo que hace que el Cd presente mayor solubilidad.

Los metales Fe y Mn, presentan mucha afinidad y están presentes en el área de estudio principalmente como óxidos e hidróxidos. Las mayores concentraciones de Zn las presentan las muestras M-3, M-2, M-8, M-13, M-14 y M-15 que tienen en común, el ser tomadas de pozos ubicados en rocas detríticas de la Formación Tambogrande. Es posible que el Zn derive de niveles de cenizas volcánicas presentes en dicha formación.

Cuadro 6.3: Afiliación genética de las concentraciones de metales encontrados en la zona de estudio.

Elemento	Rango en aguas subterráneas (mg/l)	Obtenido en el presente estudio (mg/l)	Mecanismos de remoción en aguas subterráneas	Afiliación genética inferida
Cu	0 - 200	0.002	Sorción, formación de complejos	Pórfido de Cu-Mo y Depósitos de Sulfuros Masivos Volcanogénicos
Pb	<0.001 – 5.6	0.005	Sorción y precipitación	Depósitos de Sulfuros Masivos Volcanogénicos
Zn	<1 - 2700	0.122	Sorción, formación de complejos y precipitación	Depósitos de Sulfuros Masivos Volcanogénicos
Cd	0.01 - 200	0.001	Sorción y precipitación	Depósitos de sulfuros
Fe	0.001 - 10	0.155	Sorción, formación de complejos	Óxidos de hierro, Sulfuros Masivos Volcanogénicos, Cenizas volcánicas Formación Tambogrande.
Mn	0.01 - 20	0.243	Sorción, formación de complejos y precipitación	Óxidos de Manganeseo (Sulfuros Masivos Volcanogénicos)

Capítulo 7

MODELIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA

Un modelo es una representación de la realidad, es un sistema en sí (Lecomte, K.L., 2003). La modelización hidrogeoquímica consiste en la aplicación de principios físico-químicos a la interpretación de sistemas hidrogeoquímicos. Esta metodología se ha desarrollado según dos aproximaciones o modelos: inverso (o balance de masa) que utiliza los datos composicionales inicial y final conocidos de una línea de flujo y la composición mineralógica del medio con el objetivo de identificar de forma cuantitativa las reacciones geoquímicas causantes de dicha composición; y el directo (pautas de reacción) que conociendo la composición inicial del agua y establecidas las reacciones que ocurren en el sistema agua-roca, predice las características de la solución resultante de las reacciones establecidas.

El objetivo de la modelización hidrogeoquímica es crear o idear modelos teóricos de reacción capaces de explicar lo observado en el agua y la roca.

En el presente trabajo se combinarán ambos tipos de modelamiento. La modelización inversa se usará para determinar las reacciones que ocurren en el medio geológico y la modelización directa será usada para corroborar los resultados de la aplicación del modelo inverso, una vez validado el modelo se podrá predecir de manera aproximada las características químicas del agua subterránea en el área de estudio.

7.1 Teoría Termodinámica

La teoría termodinámica permite predecir cómo reaccionarán los componentes en un determinado sistema así como el estado final de los mismos (estado de equilibrio).

Cuando una solución acuosa circula en contacto con un mineral, la cantidad de cada mineral que puede disolver el agua viene establecida por la relación termodinámica entre el producto de las concentraciones en la solución de los iones que forman cada mineral y el producto de las concentraciones de esos iones en el propio mineral. (Martinez *et al.*, 2010)

La teoría termodinámica permite predecir cómo reaccionarían los componentes en sistemas de diferente complejidad, aún los multifases y multicomponentes. Cuando la aproximación termodinámica es usada para describir algún fenómeno geoquímico en el subsuelo, es necesario definir las especies sólidas, líquidas, gaseosas y solubles que existen en el equilibrio (Berkowitz B., *et al.*, 2008).

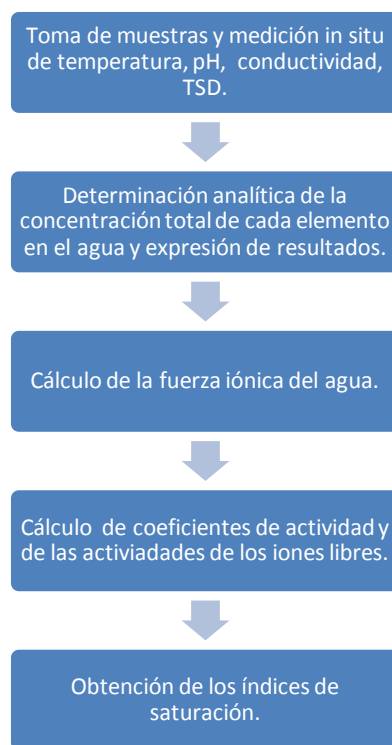


Figura 7.1: Esquema del procedimiento de cálculo (Fuente: *La Modelación Hidrogeoquímica como Herramienta en Estudios Hidrogeológicos*, E. Martinez *et al.*)

7.1.1 Entalpía, Entropía y Leyes de la Termodinámica

La energía total en un sistema termodinámico es igual a la suma de las energías cinéticas y potenciales de las moléculas en el sistema. Sea para un sistema físico o

químico la primera ley de la termodinámica es una generalización de la ley de conservación de energía. En geoquímica, la primera ley considera que el cambio en la energía interna (dU) es igual al calor (dq) adherido al sistema más el calor hecho sobre el sistema.

$$dU = dq + dw$$

La primera ley de la termodinámica aplicado a sistemas adiabáticos puede ser expresados como el trabajo hecho sobre el sistema por un proceso adiabático, el cual es igual al incremento de sus energía interna, y una función del estado del sistema (Berkowitz B., et al 2008).

Cuando un sistema cerrado no puede existir intercambio de materia entre el sistema y los alrededores, así que la masa del sistema es constante, pero sí puede existir intercambio de energía. Este intercambio de energía se hace como calor o trabajo. La entalpía está definida mediante (Smith *et al.*, 1997):

$$H = U + PV$$

Donde U es la energía interna, P es la presión, y V es el volumen. Debido a que P y V son funciones de estado la entalpía también es una función de estado.

La segunda ley de la termodinámica, formulada por Kelvin, establece ningún equipo puede funcionar de tal modo que su único efecto (en el sistema y alrededores) sea convertir completamente todo el calor absorbido por el sistema en trabajo hecho por el sistema. En otras palabras y en su versión más simple “el calor jamás fluye espontáneamente de un objeto frío a un objeto caliente”.

Con esta ley se introducen dos nuevos conceptos, los procesos reversibles y los irreversibles. Los procesos reales se producen en una dirección preferencial. Los

procesos irreversibles solo ocurren en una dirección en otras palabras no podrán regresar a su estado inicial. Los procesos reversibles si pueden revertir su dirección en cualquier punto mediante un cambio infinitesimal en las condiciones del entorno. La segunda ley de la termodinámica por lo tanto es un reconocimiento de la espontaneidad o no de los procesos y del hecho que un proceso natural solo tiene un sentido de dirección (Berkowitz B., et al 2008). Otra función de estado es la entropía (S), para un procesos reversible cuasiestático entre dos estados de equilibrio si dq es el calor absorbido o liberado por el sistema durante algún intervalo pequeño de la trayectoria, el cambio de entropía dS está dado por el calor transferido dividido entre la temperatura absoluta del sistema en ese intervalo.

$$dS = \frac{dq}{T}$$

Un cambio reversible en termodinámica es un cambio que puede ser revertido por una infinitesimal modificación de una variable. Debido a que los procesos reales nunca son completamente reversibles, la entropía es una medida del grado en el cual un sistema ha perdido calor y por lo tanto parte de su capacidad de hacer trabajo.

En general, una disminución local de la entropía es posible pero debe ser acompañado por un incremento en la entropía de los alrededores del sistema. En un sistema geoquímico real (abierto), un cambio en la entropía debe ser igual a (en caso de un cambio reversible) o mayor que cero (Berkowitz B., et al 2008):

$$dS \geq \frac{dq}{T}$$

7.1.2 Equilibrio

El concepto de equilibrio químico, basado en las leyes de la termodinámica, permite predecir si dadas unas condiciones una reacción química estable se producirá o no,

en qué sentido tendrá lugar y también en qué magnitud se producirá dicho desplazamiento, pero no tiene en cuenta el tiempo.

Para que ocurra un proceso espontáneo en los sistemas mecánicos, dichos sistemas deben pasar de un estado de mayor energía a otro estado de menor energía, esta energía se denomina energía potencial, en el caso de los sistemas químicos es necesario contar con criterios termodinámicos para decidir si una reacción ocurre o no espontáneamente, en este caso se debe recurrir a la variable que mide la energía en los procesos químicos conocida como *energía libre de Gibbs*.

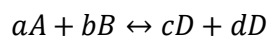
$$G = H - TS$$

$$G = U + PV - ST$$

Donde G es la energía libre de Gibbs, U es la energía interna, P es la presión, V el volumen, S la entropía, T es la temperatura y H es la entalpía.

Se dice que un sistema se encuentra en equilibrio si ninguna de sus propiedades cambia con el tiempo, también están incluidas en estas los estados de equilibrio metaestable, los cuales no se encuentran en sus niveles más bajos de energía.

En principio cualquier reacción química de equilibrio puede ser descrita por la ley de acción de masas:



$$K = \frac{[C]^c [D]^d}{[A]^a [B]^b}$$

7.1.3 Solubilidad, Potencial Químico y Actividad Iónica

La cantidad de cada mineral que puede disolverse en el agua viene establecida por la relación termodinámica entre el producto de las concentraciones en la solución de los iones que forman cada mineral y el producto de las concentraciones de esos iones en el propio mineral.

El agua disolverá tanto más de un determinado mineral cuanto menor sea el producto de la concentración iónica en la solución con respecto al mismo producto en el mineral. Cuando ambos productos de concentración iónica se igualan, el agua pasa a estar en equilibrio respecto al mineral en cuestión.

En principio, los iones están como especies disueltas hasta que alcanzan el producto de solubilidad K_{sp} . Pero en la práctica, hay una diferencia entre la actividad calculada y la real, por eso se utiliza el índice de saturación. Este índice (IS) es el logaritmo de la relación que existe entre el producto de las actividades iónicas (IAP) y el producto de solubilidad (K_{sp}).

$$IS = \log \left(\frac{IAP}{K_{sp}} \right)$$

7.2 Interacción de la Fase Sólida con la Líquida

La alteración de la superficie de la fase sólida (véase Figura 7.3) ocurre como resultado de la interacción con la fase líquida. (Berkowitz B., et al 2008)

Los procesos de meteorización se pueden ver como una aproximación al equilibrio de un sistema en el que intervienen las rocas, el aire y el agua (véase Figura 7.2). Las reacciones que tienen lugar en este proceso son las que definirán en cada momento la composición de la roca y de agua con el que está interactuando, ya sea superficial o subterránea (P. Gómez y M. J. Turrero).

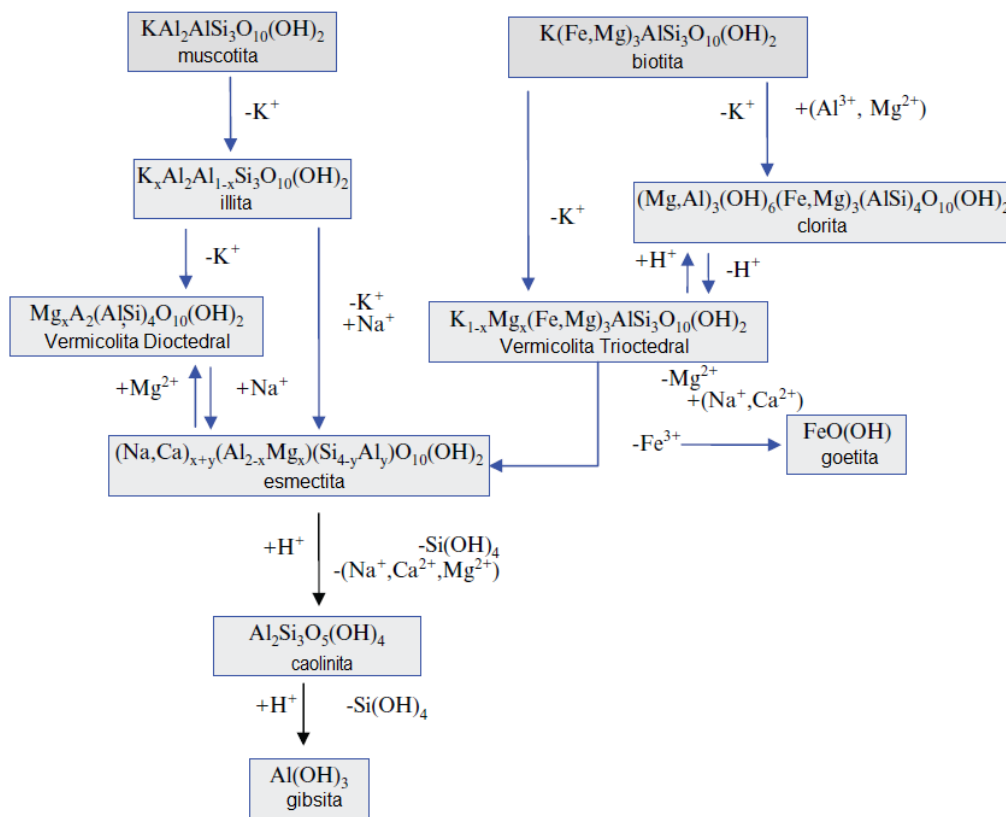


Figura 7.2: Procesos de meteorización (Fuente: Contaminant Geochemistry)

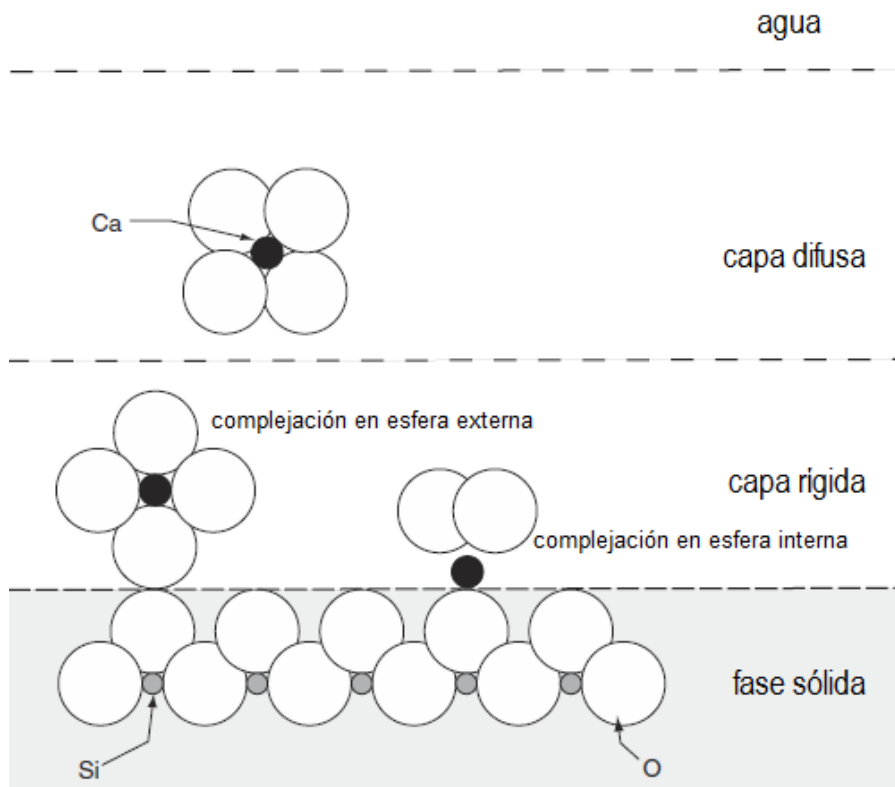
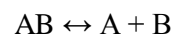


Figura 7.3: Interacción de la fase sólida con la líquida (Fuente: Contaminant Geochemistry)

7.2.1 Disolución y Precipitación

La disolución y precipitación puede ser descrita por la ley de acción de masa como una reacción reversible heterogénea. En general la solubilidad de un mineral es definida como la masa de un mineral, la cual puede ser disuelta en un volumen estándar de solvente. La disolución de un mineral continúa hasta que las concentraciones de equilibrio son alcanzadas en la solución. (Berkowitz B., et al 2008)



$$K_{sp} = \frac{[A][B]}{[AB]}$$

Donde K_{sp} es la constante de solubilidad, las cantidades de los componentes se miden en actividades y no en concentraciones, la actividad representa la parte del componente disuelto que es activo. En las soluciones diluidas es igual a la concentración, pero en soluciones saturadas solo es una parte de la concentración.

Actividad = concentración x coeficiente de actividad

$$a_i = m_i \cdot \gamma_i$$

Así como la concentración molar y la actividad termodinámica tienen una base química real, el coeficiente de actividad es una variable puramente conceptual. Los coeficientes de actividad vendrían a ser un puente entre la concentración observable y la teoría termodinámica. Los coeficientes de actividad se pueden calcular mediante la fórmula de Debye Hückel o por diferentes fórmulas empíricas que están en función de la fuerza iónica (I), véase Figura 7.4.

$$I = 0.5 \sum m_i \cdot z_i^2$$

Donde z_i es la carga eléctrica del ión i . I depende de los iones presentes en la solución y de varias constantes propias de cada ión que son función de las características de los radios atómicos. Como se mencionó anteriormente una de las fórmulas más empleadas es la de Debye Hückel.

$$\log \gamma_i = \frac{-Az_i^2 \sqrt{I}}{1 + Ba\sqrt{I}} + bI$$

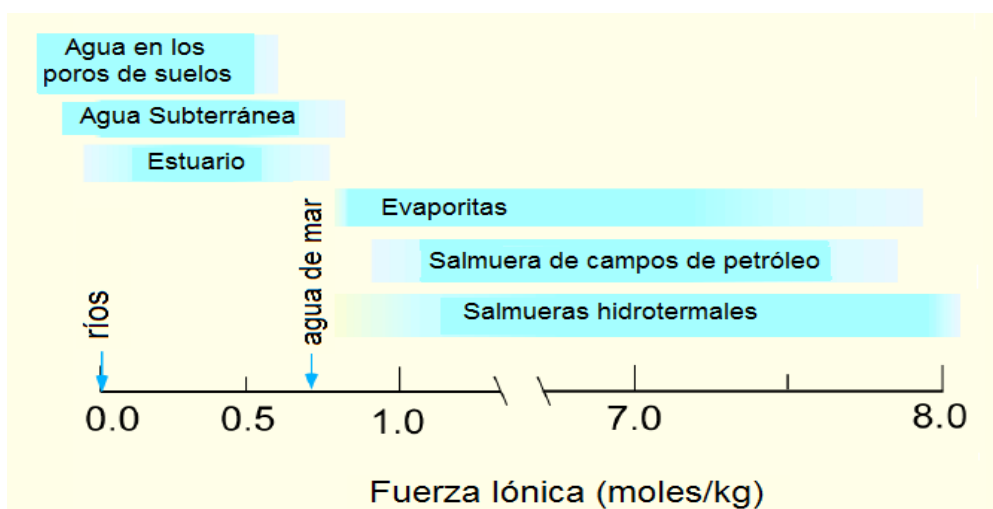


Figura 7.4: Fuerza iónica de las aguas naturales

7.2.2 Absorción

La absorción se puede definir como la retención de iones sobre la superficie de la fase sólida o en la interfase sólido-agua (véase Figura 7.5).

La partícula absorbente puede ser materia orgánica, minerales de arcilla, óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso, carbonatos y aluminosilicatos amorfos. La absorción se produce debido a la existencia de una carga de superficie que depende de la naturaleza de la partícula y del pH.

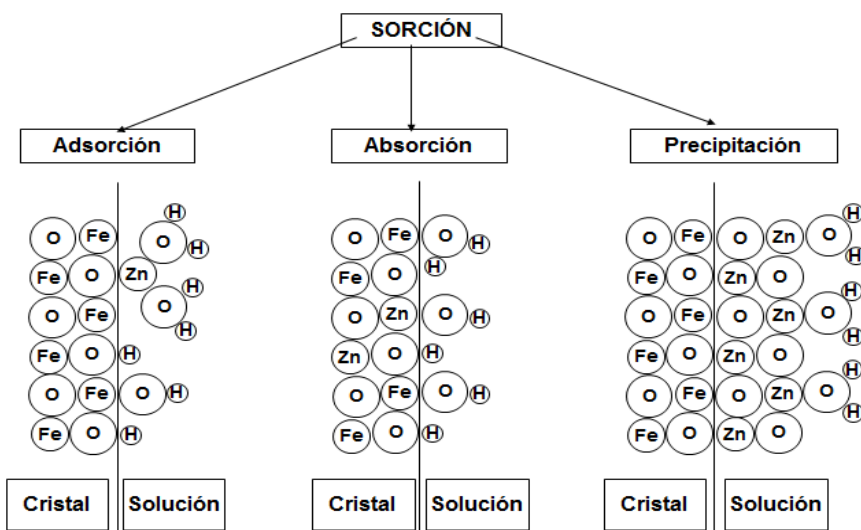


Figura 7.5: Esquema sorción (Fuente: Carrillo A.)

Absorción de Compuestos Iónicos Cargados

En los filosilicatos, se genera una carga de superficie negativa permanente debido a las sustancias isomórficas de Si^{+4} por Al^{+3} en las capas tetraédricas y la sustitución de Al^{+3} por Mg^{+2} , Fe^{+2} , etc, en las capas octaédricas. También se puede crear una carga de carácter variable que depende del H, la carga se produce por la asociación o disociación de protones u otros iones (por ejemplo, $\text{Al}(\text{OH})^{+2}$) presentes en grupos funcionales de superficie con el incremento de pH se genera más carga negativo. (Lillo, J.)

Intercambio Iónico

La habilidad de las sustancias sólidas para intercambiar cationes o iones con cationes o iones en una solución acuosa es denominada intercambio catiónico. En los sistemas naturales los iones son intercambiados raramente, en contraste a los cationes los cuales se intercambian más fácilmente.

Una de las más importantes propiedades de las arcillas es su capacidad para intercambiar cationes, el término *intercambio catiónico* se refiere al reemplazo de un ion en la fase mineral por otra en solución.

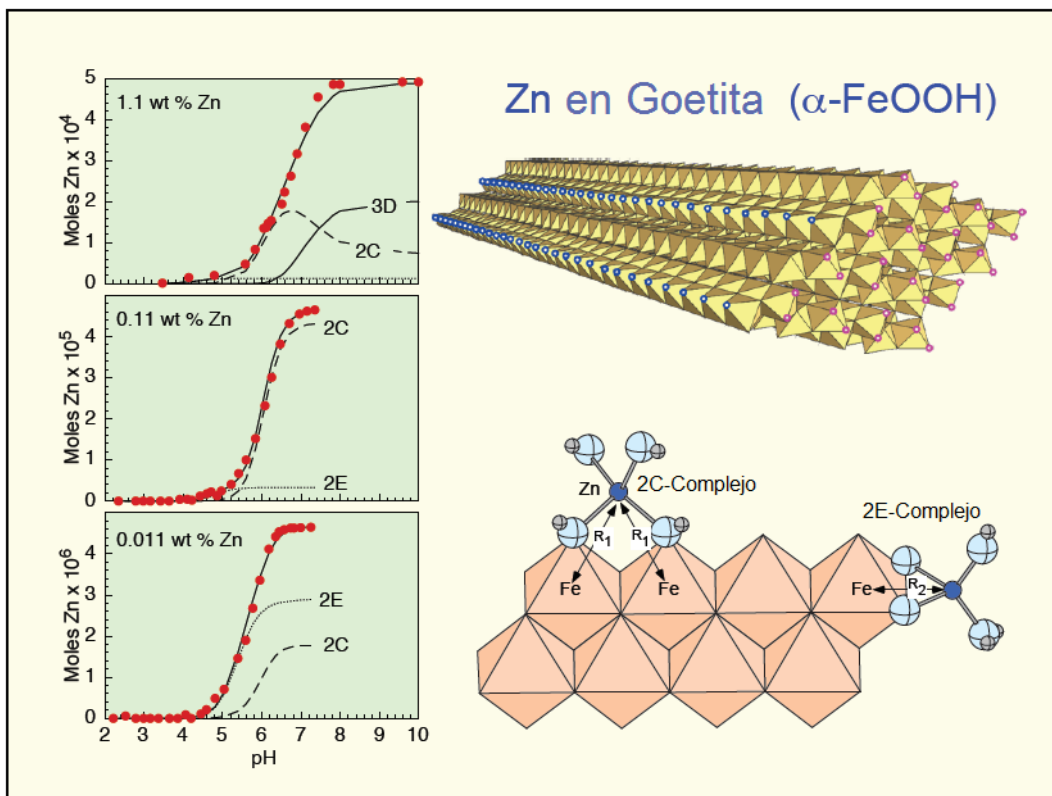


Figura 7.6: Absorción de Zn en goetita

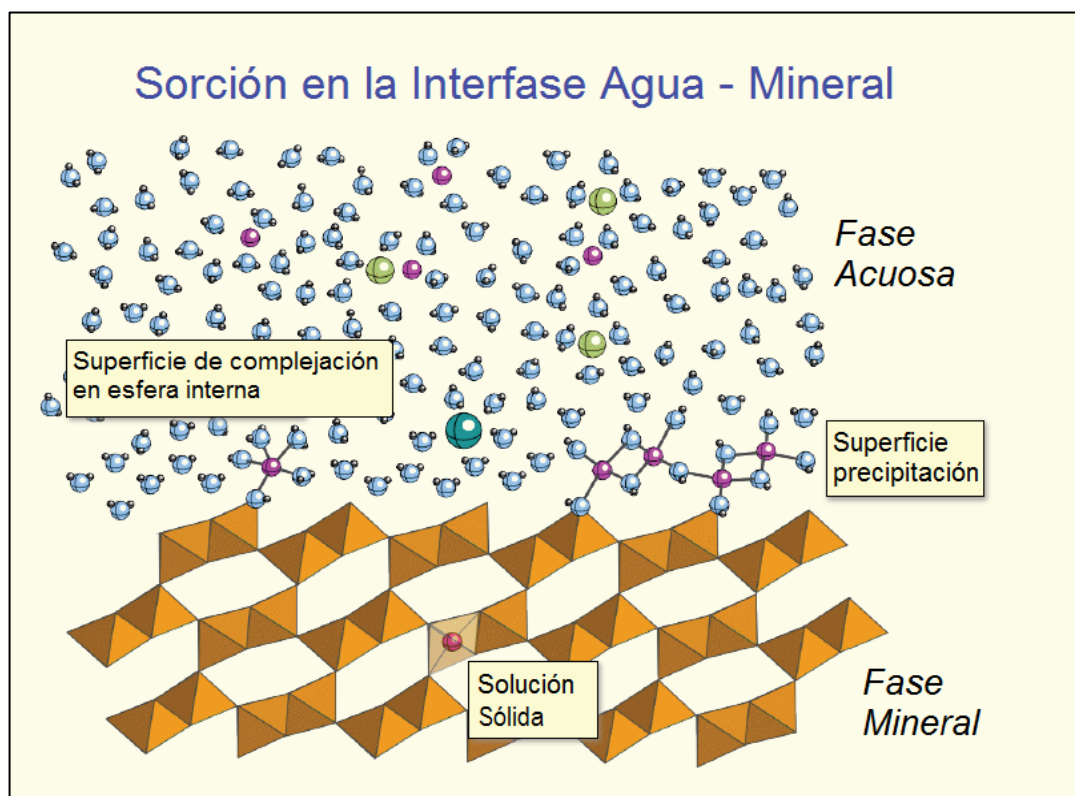


Figura 7.7: Sorción en la fase agua - mineral

7.3 Interacciones en la Fase Líquida

7.3.1 Complejación

Iones en solución frecuentemente se asocian con otros iones, formando nuevas especies denominadas complejos. La formación de complejos es importante debido a su efecto en la solubilidad y reactividad de iones. En algunos casos, la formación de complejos es un paso intermedio en el proceso de precipitación (W.M. White, 1997). En contraste con la disolución la complejación es una reacción homogénea. Esta puede ser descrita por la ley de acción de masas. La constante de complejación, K , brinda información acerca de la estabilidad. Una constante grande indica una tendencia alta para la complejación.

Los complejos cargados negativamente, neutralmente y positivamente pueden ser distinguidos. Un complejo puede ser definido, para la parte cargada positivamente, como un componente de coordinación, y una parte negativamente cargada como ligante. La parte cargada positivamente es usualmente un ion metálico o hidrógeno o algún otro complejo cargado positivamente. Los ligantes son moléculas, las cuales tienen al menos un par libre de electrones. Estos ligantes pueden ser también iones libres, como F^- , Cl^- , Br^- , I^- , o complejos cargados negativamente como OH^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , NO_3^- y PO_4^{3-} . (B. Merkel)

7.3.2 Procesos Redox

Controlan la especiación de los componentes del agua, y por tanto su capacidad de movilización en el medio (especies solubles e insolubles). Junto con las reacciones ácido-base, donde ocurre una transferencia de protón las reacciones redox juegan un papel importante para todas las interacciones en sistemas acuosos.

7.4 Tipos de Modelización Geoquímica

Los aspectos básicos considerados en la modelización geoquímica son el planteamiento general de la modelización, la aproximación al problema tratado, los tipos de cálculos que

deben efectuarse y los programas a ser utilizados (véase Figura 7.8). Dentro de la modelización geoquímica, existen los modelos cinéticos y los termodinámicos, la elección entre estos dos se denomina planteamientos, en el planteamiento termodinámico existen dos aproximaciones la inversa y la directa, el tipo de cálculo supone la realización de balance de masa, especiación solubilidad y las pautas de reacción y finalmente la elección del programa a utilizar constituye el último paso de la modelización.

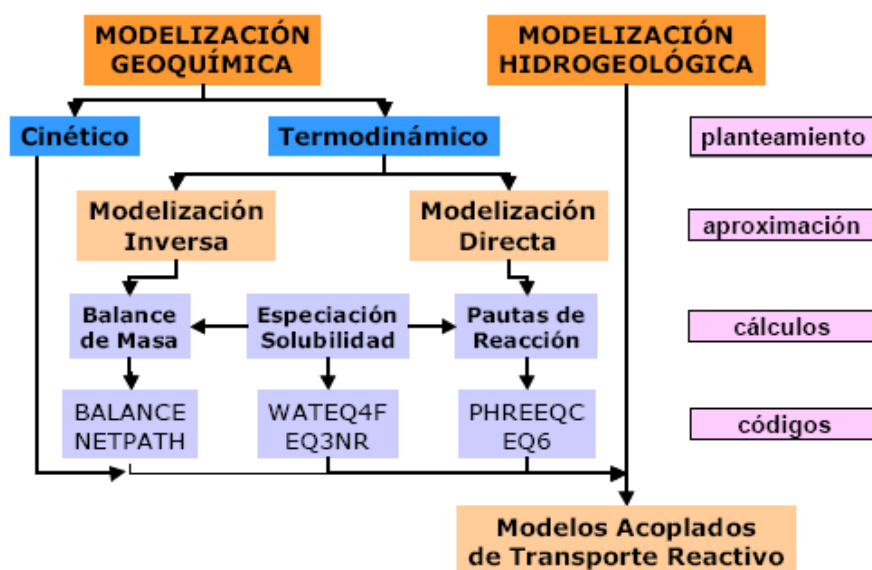
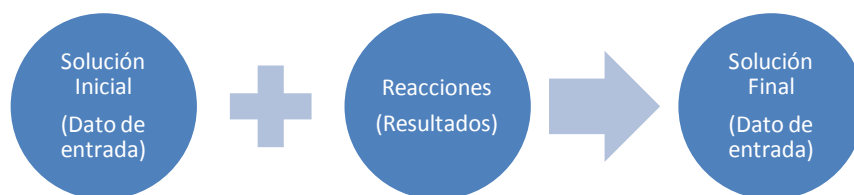


Figura 7.8: Planteamientos, aproximados cálculos y códigos usados en la modelización. (Tomado de Aunque, L. y Gimeno, M.)

7.4.1 Modelización Inversa

Determina la naturaleza y extensión de las reacciones geoquímicas que tienen lugar en un sistema de interacción agua-roca identificando los minerales que se disuelven o precipitan.



Dentro de planteamiento del problema inverso se incluyen dos tipos de cálculos de modelización (Aunque, L. y Gimeno, M.):

- Cálculos de especiación-solubilidad
- Cálculos de balance de masas

La aplicación de la especiación – solubilidad en geoquímica se remonta a Garrels y Thompson (1962), quienes calcularon la especiación en el agua de mar y los estados de saturación con respecto a la solubilidad de los minerales. Desde entonces este tema ha sido tratado extensivamente, y cientos de códigos fueron desarrollados para realizar este tipo de cálculo. El cálculo de especiación – solubilidad provee una “instantánea” del asumido estado de equilibrio de un sistema dinámico. Esto es, la composición química de una muestra de agua es obtenida, y asumiendo que las especies químicas en la solución están en equilibrio mutuo (equilibrio homogéneo), la concentración de varias especies iónicas y moleculares presentes es calculada. (Chen Zhu y Greg Anderson).

Metodología

Conociendo los valores de composición del agua subterránea tanto en una parte inicial de su trayectoria como la final se pueden conocer las reacciones que ocurren en el medio geológico debido a la interacción de este con el agua (Figuras 7.9).

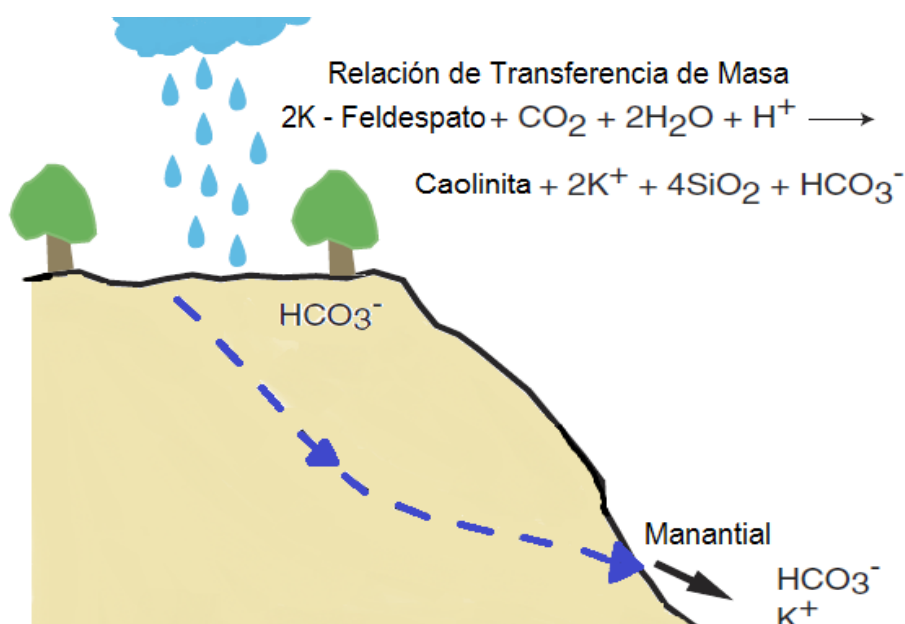
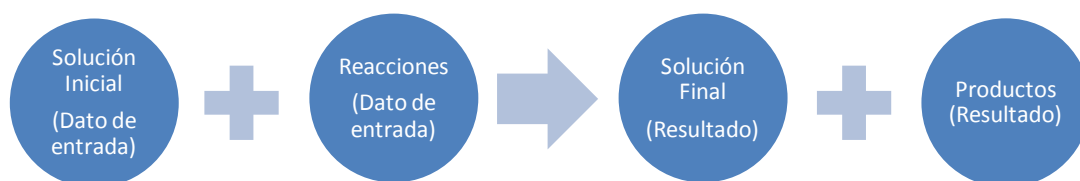


Figura 7.9: Representación esquemática de la modelización inversa (Modificado de Chen Zhu y Greg Anderson)

7.4.2 Modelización Directa

Esta consiste en predecir la composición final de un sistema, dadas ciertas condiciones iniciales en la misma. Los modelos directos son aquellos que calculan la evolución de la composición del agua durante el transporte debido a un conjunto de reacciones conocidas y la composición química inicial del agua.



Dentro de la resolución del problema directo, se incluyen dos tipos de cálculos de modelización (Aunque, L. y Gimeno, M.):

- Cálculos de pautas (o caminos) de reacción, que involucran cálculos termodinámicos y en ocasiones cinéticos.
- Cálculos de transporte reactivo, que involucran termodinámica, cinética (ocasionalmente) y transporte de solutos.

Metodología

A partir de una solución inicial, llámese dato de entrada o valor inicial de la composición de la muestra y conociendo las condiciones del medio o por donde circulará el flujo de agua y por tanto las reacciones que podrían ocurrir durante el recorrido del agua subterránea se puede predecir la composición final del agua.

7.5 Códigos de Modelización Hidrogeoquímicos

Los códigos de modelización hidrogeoquímicos o geoquímicos de baja temperatura, son el conjunto de programas cuyo objetivo es determinar la evolución geoquímica de un sistema

de interacción agua-roca tanto en el planteamiento del problema inverso como el directo (Aunque, L. y Gimeno, M.).

La complejidad de los cálculos que requieren los modelos de equilibrio, consecuencia de la complejidad de los sistemas hidrogeoquímicos reales y de la necesidad de utilizar procedimientos iterativos, se ve superada por la ayuda que brindan los códigos de modelización (Martínez, D. *et al.*, 2010).

La difusión de los códigos comenzó en la década de 1970, gracias a la aparición de los primeros programas de computación que permitieron simplificar los cálculos de equilibrio, en especial el código WATEQ (Truesdell y Jones, 1974). La evolución de estos códigos dio lugar a otros mundialmente conocidos tales como MINEQL (Westall et al. 1980), MINTEQ (Felmy et al. 1984), NETPATH (Plummer et al. 1991), PHREEQC (Parkhurst et al. 1980).

En el presente estudio se utilizó para resolver tanto el problema inverso como el directo el código PHEEQC.

7.5.1 PHREEQC

El programa PHREEQC data de 1980 (Parkhurst *et al.* 1980), en ese tiempo escrito en FORTRAN y nombrada PHREEQE (Merkel, B. y Planer-Friedrich, B. 2008). Posteriormente en 1990 Parkhursts desarrolla PHREEQE a diferencia de este, PHREEQC está escrita en lenguaje C. PHREEQC es un entorno de modelización geoquímica en el que se integran (y amplían) todas las capacidades del tratamiento del problema directo del código geoquímico PHREEQE y del código de transporte reactivo PHREEQM (Appelo y Willemsen, 1987; Nienhuis et al. 1994) con las capacidades del tratamiento inverso del código NETPATH (Plummer et al. 1991, 1994).

Lo clave en PHREEQC es el comienzo del “bloque de datos”, el cual contiene varias líneas de datos, en el cual el orden es muy importante. Como en muchos programas existe una facilidad en el archivo de entrada para cambiar la base de datos, o adherir nuevas especies básicas sin, de hecho editar la base de datos en sí misma.

```

TITLE Bear Creek MW12
SOLUTION 1
  units      mg/l
  pH         6.7
  temp      12.0
  redox      O(0)/O(-2)
  Ca         550.0
  Mg         150.0
  Na         265.0
  K          14.0
  Fe         0.69
  Mn         0.07
  Si         8.4
  Cl         275.0
  Al         1.15
  S          2160.0
  F          0.3
  P          0.01
  Alkalinity 878 as HCO3
  O(0)       1.0      O2(g)   -0.7
  U(6)       0.16
SOLUTION MASTER_SPECIES
  U          U+4      0.0      238.0290      238.0290
  U(4)       U+4      0.0      238.0290
  U(5)       UO2+     0.0      238.0290
  U(6)       UO2+2    0.0      238.0290
SOLUTION SPECIES
#primary master species for U
#secondary master species for U+4
U+4 = U+4
      log_k          0.0
U+4 + 4 H2O = U(OH)4 + 4 H+
      log_k          -8.538
      delta_h        24.760 kcal
U+4 + 5 H2O = U(OH)5- + 5 H+
      log_k          -13.147
      delta_h        27.580 kcal
PHASES
  Uraninite
  UO2 + 4 H+ = U+4 + 2 H2O
  log_k          -3.490
  delta_h        -18.630 kcal
END

```

Figura 7.10: Base de datos de entrada para el programa PHREEQC

7.5.2 NETPATH

El código NETPATH (modeling NET geochemical along a flowPATH) fue desarrollado por Plummer et al. (1991, 1994) en el U.S.G.S. (United States Geological Survey) en adelante USGS para la realización de cálculos de balance de masas dentro de la aproximación al tratamiento al problema inverso formalmente desarrollado por Plummer et al. (1983).

7.6 Modelización del Área de Estudio

7.6.1 Secciones Modelizadas

Para la realización de la modelización hidrogeoquímica se consideraron las secciones A-A' y C-C'.

7.6.2 Resultados de la Modelización

Sección A-A'

Modelización Tramo 11-12 (La Peña y Sancor)

En este tramo el agua subterránea atraviesa rocas correspondientes a los volcánicos La Bocana, de los resultados de la microscopía realizada, en muestras de andesitas basálticas, por el INGEMMET se sabe que presentan plagioclasas alteradas por actinolita, arcillas y sericita. Hornblendas alteradas ligeramente a epidotas.

Mientras que las muestras de dacita presentan como minerales principales plagioclasas, alteradas por sericita y arcillas; y cuarzo, como minerales secundarios presentan cloritas y carbonatos rellenando fracturas (véase Figura 7.11).

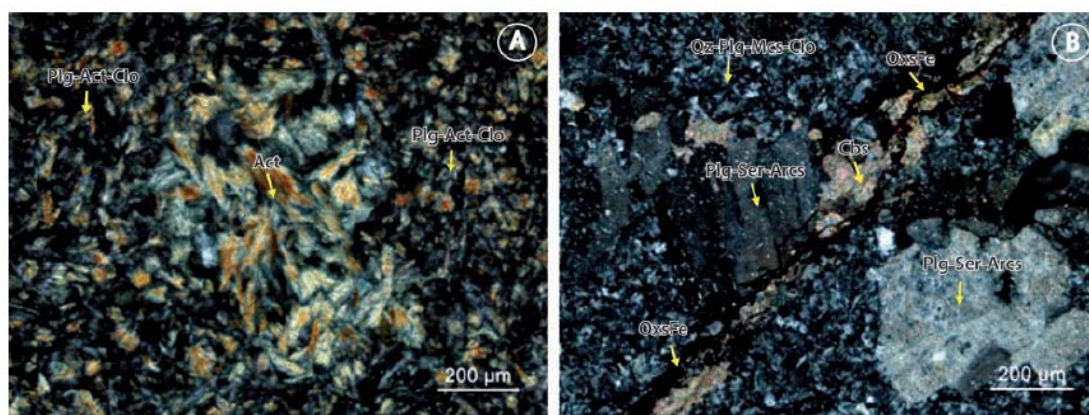


Figura 7.11: Fotografía de secciones delgadas de andesitas basálticas y dacitas de la Formación La Bocana (Fuente: INGEMMET)

```

1265 Phase mole transfers:
1266     Gypsum      -1.140e-02   -1.000e+03   6.292e-04   CaSO4:2H2O
1267     Quartz      -4.476e-07   -5.182e-07   -3.769e-07   SiO2
1268     Anorthite    2.238e-07    1.885e-07    2.591e-07    CaAl2Si2O8
1269     Anhydrite    9.824e-03    -1.106e-03    1.000e+03    CaSO4
1270     Gibbsite    -4.476e-07   -5.182e-07   -3.769e-07   Al(OH)3
1271
1272 Redox mole transfers:
1273     Cu(1)        5.441e-10
1274     Fe(3)        5.441e-10
1275
1276 Sum of residuals (epsilons in documentation):      9.154e+00
1277 Sum of delta/uncertainty limit:                   9.153e+00
1278 Maximum fractional error in element concentration: 1.000e+00

```

Figura 7.12: Salida del programa PHREEQC

En este tramo se ha considerado utilizar para la modelización, las fases plagioclasa, cuarzo y sericita. De las decenas de modelos que otorga el programa PHREEQC, solo unos cuantos son termodinámicamente viables, a continuación se muestran dichos modelos:

1425 (sin fase de carbonatos)

Fase	transferencia moles:	Mínimo	Máximo	
Clorita	4.476e-08	-1.572e-09	9.108e-08	Mg ₅ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈
Cuarzo	-1.343e-07	-2.733e-07	4.717e-09	SiO ₂
Anhidrita	-1.573e-03	-3.541e-03	3.957e-04	CaSO ₄
Gibbsite	-8.951e-08	-1.822e-07	3.145e-09	Al(OH) ₃

608 (con fase de carbonatos)

Fase	transferencia moles:	Mínimo	Máximo	
Cuarzo	-4.476e-07	-5.182e-07	-3.769e-07	SiO ₂
Anortita	2.238e-07	1.885e-07	2.591e-07	CaAl ₂ Si ₂ O ₈
Gibbsite	-4.476e-07	-5.182e-07	-3.769e-07	Al(OH) ₃

927 (con fase de carbonatos)

Fase	transferencia moles:	Mínimo	Máximo	
Clorita	4.476e-08	3.769e-08	5.18e-08	Mg ₅ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈
Yeso	-9.836e-03	-4.427e-02	2.775e+01	CaSO ₄ :2H ₂ O
Cuarzo	-1.343e-07	-1.555e-07	-1.131e-07	SiO ₂
Anhidrita	8.263e-03	-2.775e+01	4.467e-02	CaSO ₄
Gibbsite	-8.951e-08	-1.036e-07	-7.538e-08	Al(OH) ₃

1266 (con fase de carbonatos)

Fase	transferencia moles:	Mínimo	Máximo	
Yeso	-1.140e-02	-1.000e+03	6.292e-04	CaSO ₄ :2H ₂ O
Cuarzo	-4.476e-07	-5.182e-07	-3.769e-07	SiO ₂
Anortita	2.238e-07	1.885e-07	2.591e-07	CaAl ₂ Si ₂ O ₈
Anhidrita	9.824e-03	-1.106e-03	1.000e+03	CaSO ₄
Gibsita	-4.476e-07	-5.182e-07	-3.769e-07	Al(OH) ₃

1418 (con fase de carbonatos)

Fase	transferencia moles:	Mínimo	Máximo	
Clorita	4.476e-08	3.769e-08	5.182e-08	Mg ₅ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈
Yeso	-1.573e-03	-3.542e-03	3.957e-04	CaSO ₄ :2H ₂ O
Cuarzo	-1.343e-07	-1.555e-07	-1.131e-07	SiO ₂
Gibsita	-8.951e-08	-1.036e-07	-7.538e-08	Al(OH) ₃

1492 (con fase de carbonatos)

Fase	transferencia moles:	Mínimo	Máximo	
Clorita	4.476e-08	3.769e-08	5.182e-08	Mg ₅ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈
Cuarzo	-1.343e-07	-1.555e-07	-1.131e-07	SiO ₂
Gibsita	-8.951e-08	-1.036e-07	-7.538e-08	Al(OH) ₃

1888 (con fase de carbonatos)

Fase	transferencia moles:	Mínimo	Máximo	
Clorita	4.476e-08	3.769e-08	5.182e-08	Mg ₅ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈
Cuarzo	-1.343e-07	-1.555e-07	-1.131e-07	SiO ₂
Anhidrita	-1.573e-03	-3.541e-03	3.957e-04	CaSO ₄
Gibsita	-8.951e-08	-1.036e-07	-7.538e-08	Al(OH) ₃

2039 (con fase de carbonatos)

Fase	transferencia moles:	Mínimo	Máximo	
Yeso	-1.573e-03	-3.542e-03	3.957e-04	CaSO ₄ :2H ₂ O
Cuarzo	-4.476e-07	-5.182e-07	-3.769e-07	SiO ₂
Anortita	2.238e-07	1.885e-07	2.591e-07	CaAl ₂ Si ₂ O ₈
Gibsita	-4.476e-07	-5.182e-07	-3.769e-07	Al(OH) ₃

2116 (con fase de carbonatos)

Fase	transferencia moles:	Mínimo	Máximo	
Cuarzo	-4.476e-07	-5.182e-07	-3.769e-07	SiO ₂
Anortita	2.238e-07	1.885e-07	2.591e-07	CaAl ₂ Si ₂ O ₈
Anhidrita	-1.573e-03	-3.541e-03	3.957e-04	CaSO ₄
Gibsita	-4.476e-07	-5.182e-07	-3.769e-07	Al(OH) ₃

Para poder corroborar los resultados se desarrolló el método directo (véase Figura 7.13) para los 9 modelos obtenidos, y así determinar el modelo más cercano a la realidad (M-12). De las nueve posibles soluciones al problema directo solo se consideraron los de menor error entre la muestra M-12 y la M-12 modelizada, siendo estos los modelos 1425, 1418, 2039 y 2116.

Los modelos 1425 y 2116 consideran entre sus fases minerales a la anhidrita, mientras que los modelos 1418 y 2039 consideran al yeso, de este modo se considerará usar los modelos 1418 y 2039 ya que es más factible, en este tipo de reacciones de disolución acuosa, la formación de yeso en lugar de la anhidrita.

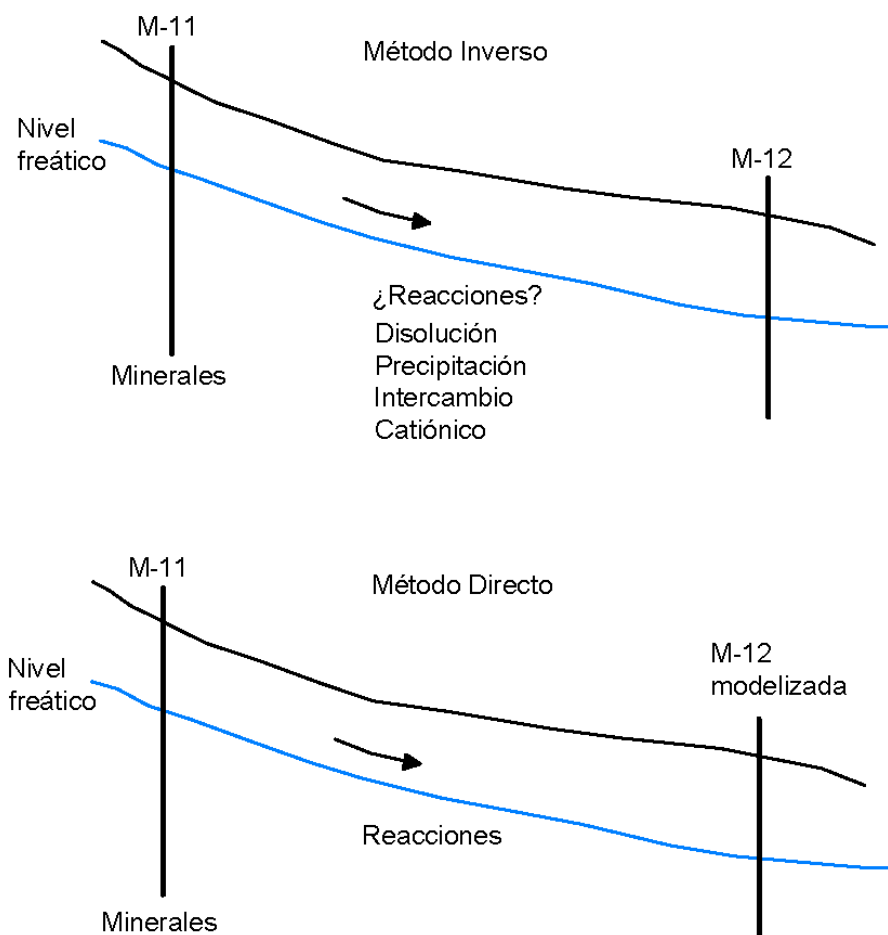


Figura 7.13: Esquema de la utilización del método inverso con el directo
Elaboración: Propia

El modelo 1418 considera la disolución de clorita en el sistema, pero como se observa en la Figura 7.11 la clorita no está disuelta sino como una fase sólida, por lo tanto el modelo más aproximado a la realidad o la que mejor reproduce los procesos hidrogeoquímicos en el tramo sería el modelo 2039 (véase Cuadro 7.1).

Cuadro 7.1: Transferencia de moles en el tramo 11-12 sección A-A'

Tramo 11-12	Modelo 1425	Modelo 1418	Modelo 2039	Modelo 2116
Clorita	4.48E-08	4.48E-08		
Cuarzo	-1.34E-07	-1.34E-07	-4.48E-07	-4.48E-07
Anhidrita	-1.57E-03			-1.57E-03
Gibbsita	-8.95E-08	-8.95E-08	-4.48E-07	-4.48E-07
Yeso		-1.57E-03	-1.57E-03	
Anortita			2.24E-07	2.24E-07

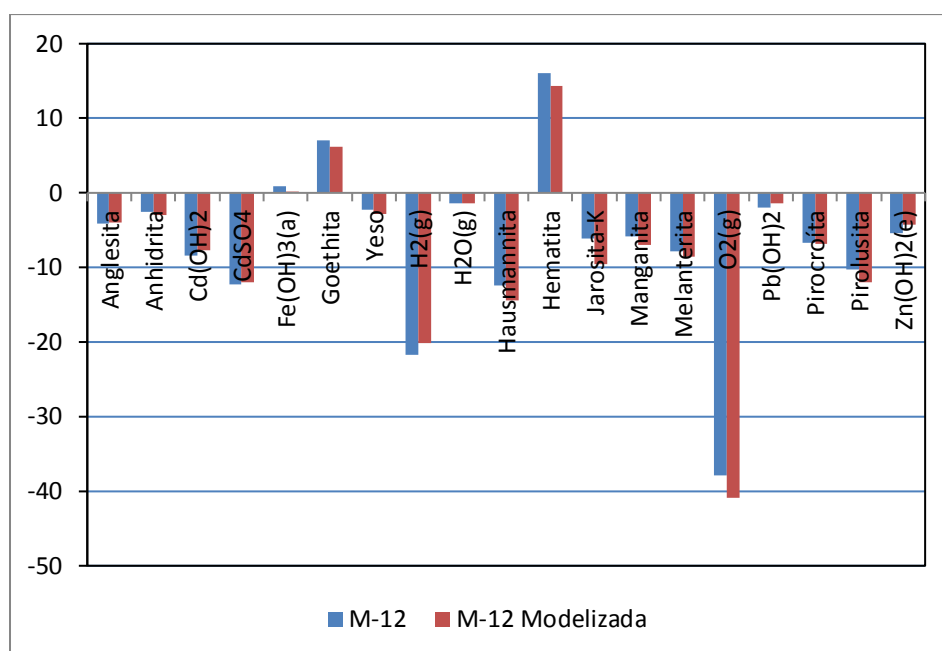


Figura 7.14: Comparación de los índices de saturación de la muestra M-12 con la muestra modelizada

En el gráfico se representa los índices de saturación de las fases minerales de la muestra "M-12" y de la modelizada por PHREEQC "M-12 modelizada", como se

puede apreciar que los valores son muy cercanos para ambas muestras (véase Figura 7.14).

Modelización Tramo 12-13

En este tramo el agua subterránea atraviesa rocas correspondientes a los conglomerados de la Formación Tambogrande, Litológicamente estas rocas presentan cuarcitas como clastos, por tal razón se consideró en la modelización hidrogeoquímica inversa tomar como fases presentes a la sílice así como al yeso, calcita, goethita, rodocrosita y a la anhidrita. También fueron considerados algunos sulfuros que pueden estar presentes en los niveles de la Formación La Bocana, lo cuales fueron la esfalerita y la pirita.

La modelización con PHREEQC al 95% de incertidumbre entregó treinta y nueve (39) modelos posibles de resolución de problema inverso, pero solo uno de ellos es termodinámicamente viable, esto quiere decir que no se consideraron aquellos modelos que precipitan minerales que no están saturados o disuelven minerales que están sobresaturados.

Para saber que minerales se encuentran en solución o están precipitando se desarrolló el cálculo de especiación solubilidad, que también es arrojado por el programa PHREEQC. A continuación se muestra los resultados para el modelo 1379.

Cuadro 7.2: Transferencia de moles en el tramo 12-13 sección A-A'

Tramo 12-13	Modelo 1379
Yeso	2.93E-03
Esfalerita	3.52E-06
Goethita	-1.16E+01
Hematita	-1.09E+01
Rodocrosita	1.22E-06
Fe(OH) ₃	3.34E+01
Pirita	-8.60E-07

Para el modelo 1379, la pirita, goethita y la hematita precipitan, mientras que los minerales que se disuelven son el yeso, esfalerita, rodocrosita y el $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Resultados congruentes dado que según el cálculo de especiación y solubilidad, los índices de saturación para los minerales mencionados fueron los siguientes: goethita (5.23), hematita (12.5), yeso (-1.16), rodocrosita (-1.05) y $\text{Fe}(\text{OH})_3$ (-0.89).

Para corroborar los resultados se realizó el método directo en la muestra M-12, utilizando la transferencia de moles encontradas en el modelo (Ver figura 7.15).

Los resultados obtenidos muestran valores de índices de saturación muy cercanos para ambas muestras (véase Figura 7.16).

```

TITLE M-12
SOLUTION 1
units mg/L
pH 6.9
temp 30
Ca 69.1
Mg 16.16
K 1.02
Na 131.9
Cu 0.003
Pb 0.005
Zn 0.002
Cd 0.0005
Fe 0.13
Mn 0.434
S(6) 19
Alkalinity 500
REACTION
      Gypsum          2.930e-03
      Sphalerite      3.502e-06
      Goethite        -1.160e+01
      Hematite        -1.093e+01
      Rhodochrosite   1.225e-06
      Fe(OH)3(a)      3.346e+01
      Pyrite          -8.604e-07
1 mole in 1 step
End

```

Figura 7.15: Modelo de entrada, cálculo método directo.

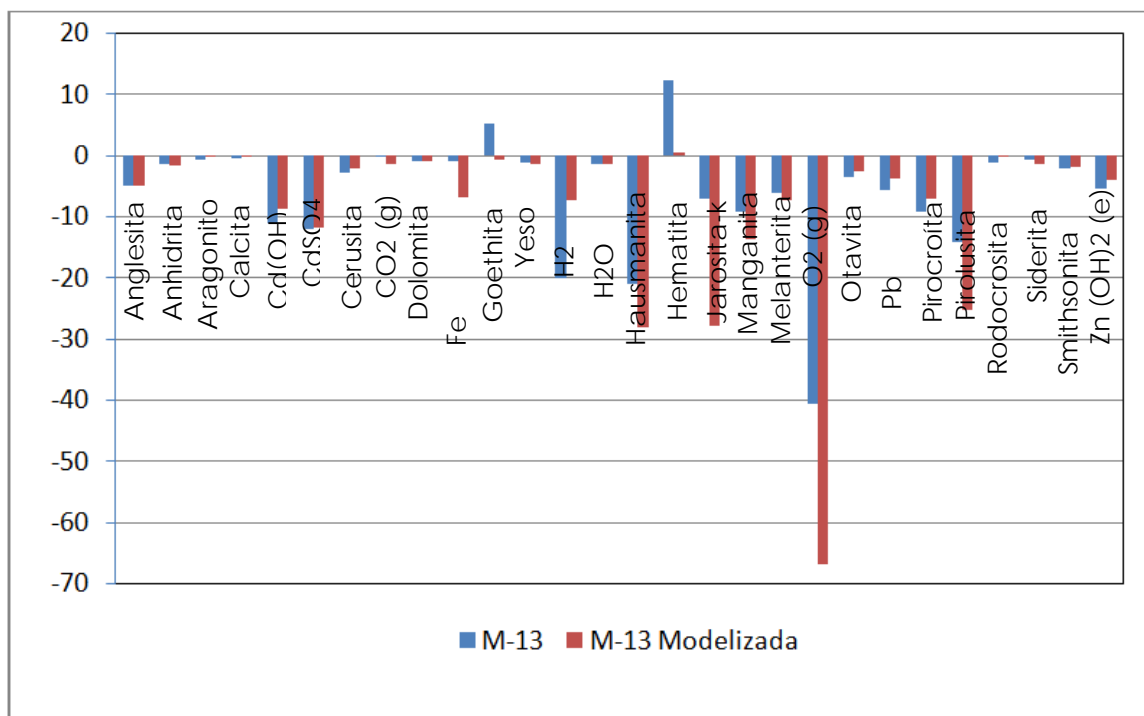


Figura 7.16: Comparación de los índices de saturación de la muestra M-13 con la muestra modelizada

Modelización Tramo 13-14

El punto de muestreo 13 se ubica en la localidad de Casana, mientras que el número 14 se ubica en la localidad de Paccha, en este tramo las aguas subterráneas atraviesan rocas detríticas de la Formación Tambogrande. Los cálculos de especiación y solubilidad mediante el código PHREEQC, muestran que un número de minerales de hierro se encuentran sobresaturados, lo que lleva a la precipitación de los mismos, los cuales son la hematita y la goethita.

En el caso de los minerales carbonatados, en la muestra M-13 la rodocrosita se encuentra disuelta, mientras que la muestra M-14 el aumento de la concentración de rodocrosita hace que esta se sobresature produciendo la precipitación de rodocrosita. Como se sabe la muestra M-14 presenta una de las mayores concentraciones de Mn en la zona de estudio, incluso por encima del máximo permisible. Todas las muestras presentan una disminución en los índices de saturación de los óxidos e hidróxidos cuando el flujo va de la muestra M-13 a la M-14.

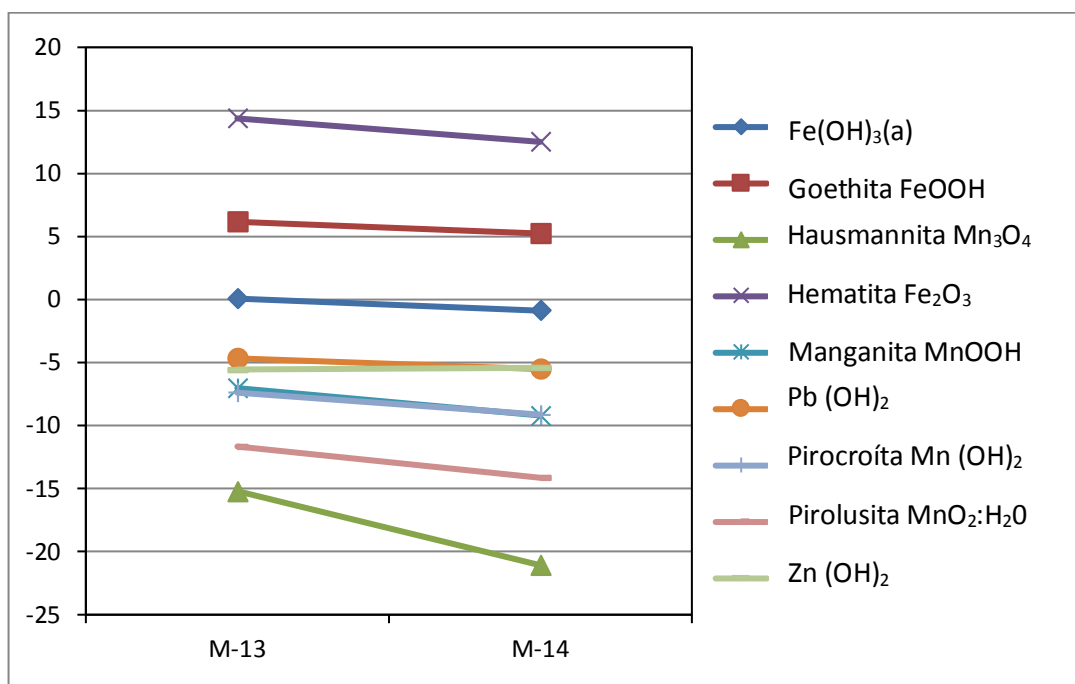


Figura 7.17: Índices de saturación para óxidos e hidróxidos

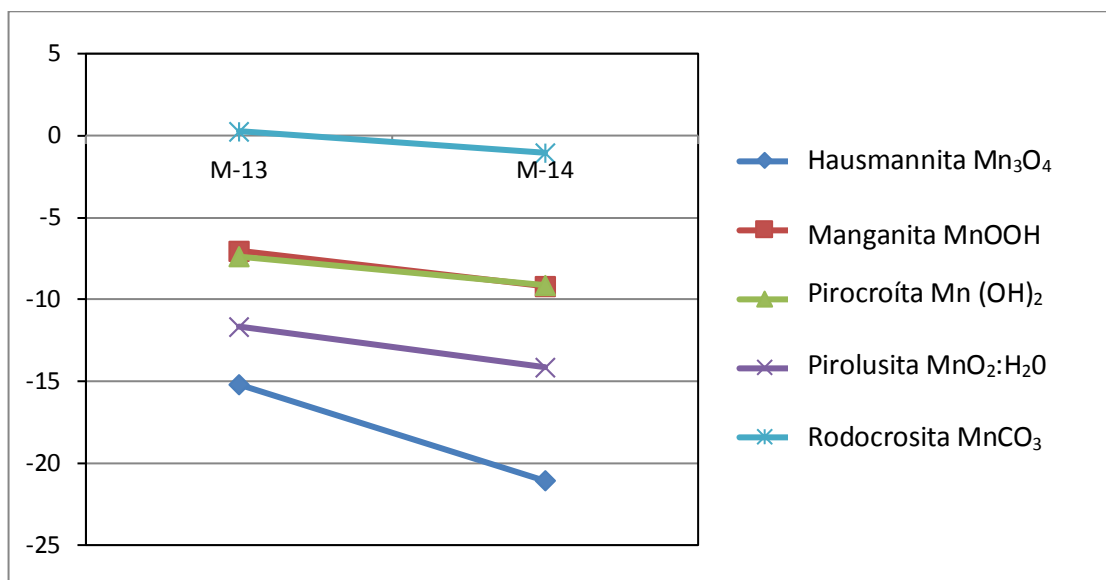


Figura 7.18: Índices de saturación para los minerales de manganeso

Se realizó la modelización inversa para este tramo donde se consideró como fases sólidas al cuarzo, plagioclasas, calcita, hematita y a la rodocrosita. El código

PHREEQC entregó 13 modelos, de los cuales solo el modelo 593 es el que presenta como solución a la mayoría de las fases sólidas propuestas (véase Cuadro 7.2).

593

Fase	transferencia moles:	Mínimo	Máximo	
Yeso	6.554e-02	-1.397e-01	2.628e-01	CaSO ₄ :2H ₂ O
Cuarzo	-2.372e-02	-1.026e-01	5.583e-02	SiO ₂
Anortita	1.186e-02	-2.791e-02	5.131e-02	CaAl ₂ Si ₂ O ₈
Anhidrita	-6.151e-02	-2.583e-01	1.338e-01	CaSO ₄
Gibbsita	-2.372e-02	-1.026e-01	5.583e-02	Al(OH) ₃
Calcita	-1.134e-02	-6.238e-02	4.009e-02	CaCO ₃
Rodocrosita	-8.584e-10	0.000e+00	0.000e+00	MnCO ₃

Cuadro 7.2: *Transferencia de moles en el tramo 13-14 sección*

Tramo 13-14	Modelo 593
Yeso	6.554e-02
Cuarzo	-2.372e-02
Anortita	1.186e-02
Anhidrita	-6.151e-02
Gibbsita	-2.372e-02
Calcita	-1.134e-02
Rodocrocita	-8.584e-10

Este modelo considera la disolución de yeso y anortita, y la formación de rodocrosita, calcita y anhidrita.

Sección C-C'

Modelización Tramo 4-5

El punto de muestreo número 4 se encuentra en Yapatera, mientras que el número 5 se ubica en Chulucanas. Las aguas subterráneas en este sector atraviesan a la Formación Yapatera, consta de conglomerados con clastos de cuarcitas en una matriz arenosa.



Figura 7.19: Detritos de cuarcitas, Formación Tambogrande.

Se realizó la modelización inversa para este tramo donde se consideró como fases sólidas al cuarzo, montmorillonita y a la rodocrosita. El código PHREEQC entregó 11 modelos, de los cuales solo el modelo 1099 cumple con las condiciones termodinámicas necesarias.

Cuadro 7.3: Transferencia de moles en el tramo 4-5 sección A-A'

Tramo 12-13	Modelo 1099
Goethita	-4.41E-08
Calcita	2.08E-03

Para el modelo 1095, la goethita precipita, mientras que la calcita se disuelve. Resultados congruentes dado que según el cálculo de especiación y solubilidad, los índices de saturación para los minerales mencionados fueron los siguientes: goethita (5.03), calcita (-0.11).

Dadas las características geológicas, de este tramo (rocas detríticas) se ha considerado realizar, también mediante el código PHREEQC, el cálculo de sorción

de metales pesados por óxidos e hidróxidos de Fe y Mn. La sorción de Pb^{2+} en un óxido e hidróxido de Fe, (FeOOH) sigue la siguiente reacción:

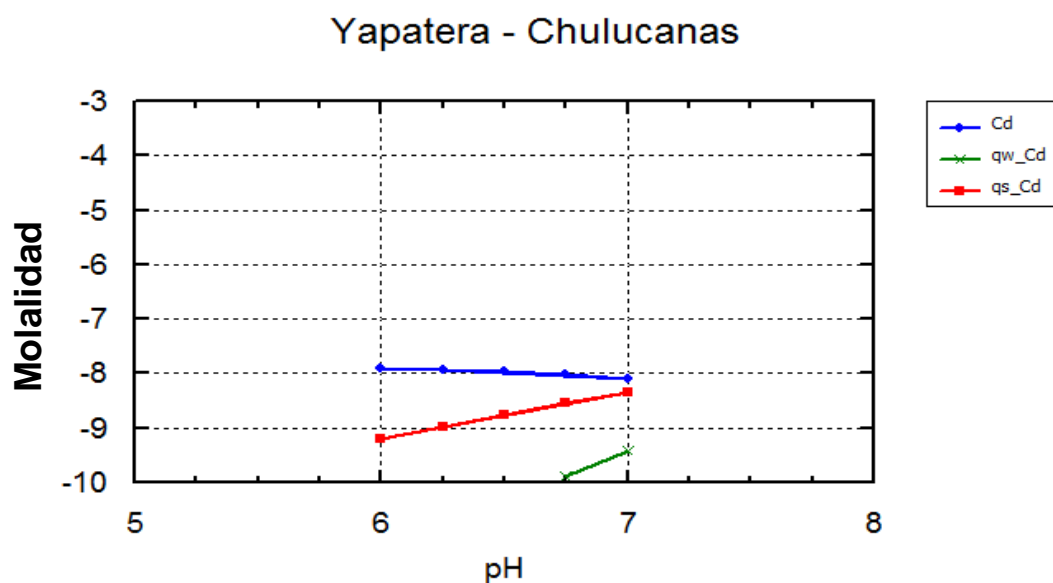
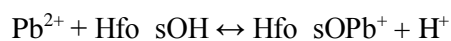


Figura 7.20: Distribución del Zn entre la fase acuosa y los sitios de superficie débil y fuerte de óxidos e hidróxidos de hierro en función del pH.

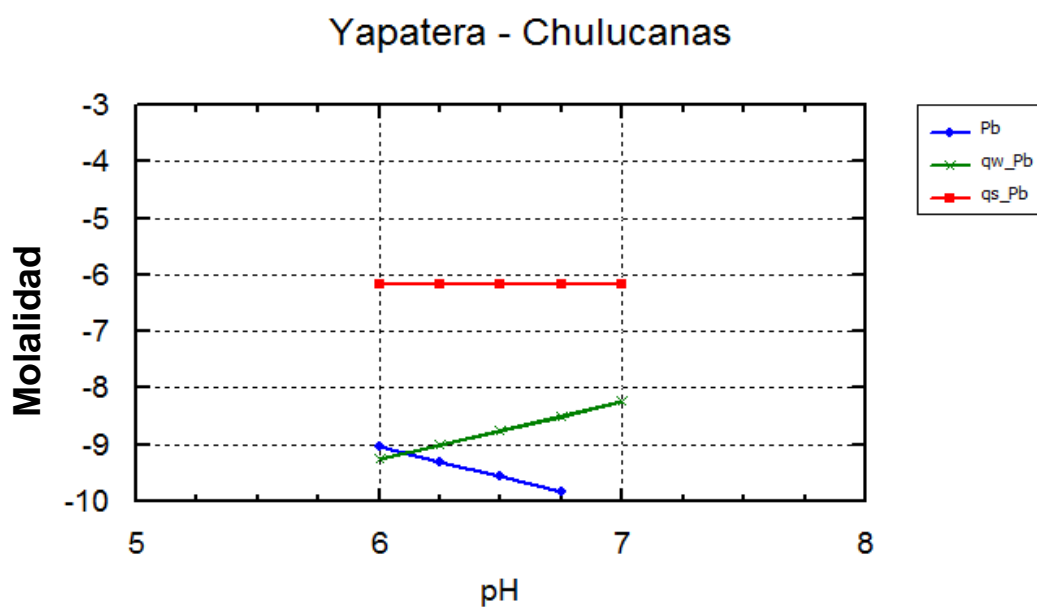


Figura 7.21: Distribución del Pb entre la fase acuosa y los sitios de superficie débil y fuerte de los óxidos e hidróxidos de hierro en función del pH.

En las Figuras 7.20 y 7.21, se observa en color azul las concentraciones de los metales Pb y Cd, como se puede observar las concentraciones disminuyen en este tramo cuyo pH varía de 6.3 a 6.75. Esto indica la sorción de los metales Pb y Cd por FeOOH, siendo los espacios superficiales fuertes los de mayor ocupación por el Pb y Cd.

Modelización Tramo 5-6

Ambos puntos de muestreo se ubican en Chulucanas, en este tramo las aguas que vienen circulando a través de la Formación Yapatera, atraviesan a las rocas volcánicas de la Formación La Bocana. Mediante la utilización del código PHREEQC se encontraron 6 modelos de los cuales solo 2 son termodinámicamente viables. Los resultados de la modelización inversa se presentan a continuación.

496

Fase	transferencia moles:	Mínimo	Máximo	
Quarzo	2.842e-05	0.000e+00	1.741e-04	SiO ₂
Anortita	2.881e-05	0.000e+00	2.164e-04	CaAl ₂ Si ₂ O ₈
Clorita	-2.842e-05	-1.741e-04	0.000e+00	Mg ₅ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈
Sericita	-2.592e-07	-2.822e-05	0.000e+00	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂
Calcita	2.160e-04	-4.642e-04	1.596e-03	CaCO ₃

709

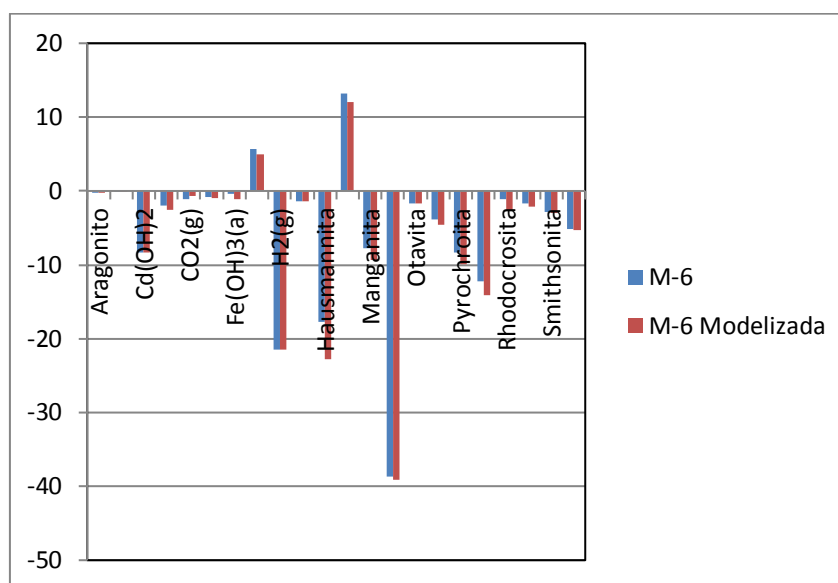
Fase	transferencia moles:	Mínimo	Máximo	
Quarzo	2.842e-05	0.000e+00	1.741e-04	SiO ₂
Anortita	2.842e-05	0.000e+00	1.741e-04	CaAl ₂ Si ₂ O ₈
Clorita	-2.842e-05	-1.741e-04	0.000e+00	Mg ₅ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈
Calcita	2.164e-04	-4.192e-04	1.596e-03	CaCO ₃

El modelo 496 predice la disolución de los minerales cuarzo, anortita y calcita y la formación de los minerales clorita y sericita. Mientras que el modelo 709 predice la disolución del cuarzo, anortita y calcita y la formación de clorita (véase Cuadro 7.1).

Cuadro 7.4: *Transferencia de moles en el tramo 5-6 sección C-C'*

Tramo 5-6	Modelo 496	Modelo 709
Sericita	-2.592E-07	
Cuarzo	2.842E-05	2.842E-05
Anortita	2.881E-05	2.842E-05
Clorita	-2.842E-05	-2.842E-05
Calcita	2.160E-04	2.164E-04

Los porcentajes de error de los resultados, de la modelización directa, para los modelos 496 y 709, son 38.9 y 39.1 respectivamente, así que se consideró utilizar el modelo 496 como el más acertado en la predicción de la composición química del agua subterránea en este tramo.

**Figura 7.22:** *Comparación de los índices de saturación de la muestra M-6 con la muestra modelizada*

Los resultados obtenidos muestran valores de índices de saturación muy cercanos para ambas muestras (Ver Figura 7.22).

7.7 Discusión

Para poder conocer los cambios en la química del agua subterránea a través de su recorrido era necesario identificar las facies y procesos hidrogeoquímicos presentes. Las facies hidrogeoquímicas presentes en la zona de estudio son coherentes con la litología de los diferentes sectores dentro de la misma. Para poder identificar los procesos se definieron secciones hidrogeológicas, se identificaron las que presentaban conexión hidráulica y se elaboraron modelos conceptuales de la evolución geoquímica de las aguas subterráneas.

Esta investigación tuvo como propósito realizar una aproximación a un modelo hidrogeoquímico que permitiera en primer lugar conocer las causas que generan la variabilidad química de las aguas subterráneas y segundo lugar predecir el comportamiento químico de las aguas en determinados sectores, para ello se utilizó el código PHREEQC desarrollado por el Servicio Geológico Americano (USGS).

Los procesos hidrogeoquímicos fueron comprobados mediante el código PHREEQC, tanto con el método directo como con el inverso. En la sección A-A' en el tramo entre las localidades de La Peña y Sancor, que atraviesa aglomerados volcánicos de la Formación La Bocana, el modelo predice la formación de cuarzo, gibbsita y yeso y la disolución de anortita. En el tramo de Sancor a Casana, donde el agua subterránea atraviesa conglomerados de la Formación Tambogrande (ver Figura 7.23), se tomó como fases minerales presentes al yeso, calcita, goethita, rodocrosita y anhidrita. Los cálculos de modelización predicen la formación de pirita, goethita y hematita, mientras que los minerales que se disuelven son el yeso, esfalerita, rodocrosita y el $\text{Fe}(\text{OH})_3$.

En el tramo de Casana a Paccha (13-14) el agua subterránea atraviesa rocas detríticas de la Fm. Tambogrande, y las fases minerales sobresaturadas son la hematita y la goethita. En este tramo existe un aumento de la concentración de Mn, haciendo que se sobresature hacia el punto M-13, haciendo inclusive que en este punto se encuentre la mayor concentración de Mn en la zona de estudio inclusive por encima del máximo permisible.

En la sección C-C', en el tramo entre las localidades de Yapatera y Chulucnas, el agua subterránea interacciona con rocas detríticas de la Fm. Yapatera, el modelo encontrado predice la precipitación de goethita y la disolución de calcita. La modelización por absorción

de metales pesados en oxihidróxidos de hierro (FeOOH) considera que existe absorción de los metales Pb y Cd.

El tramo 5-6, se ubica sobre la ciudad de Chulucanas y tiene una longitud de 2 km. Las aguas subterráneas interactúan con las rocas detríticas de la Fm. Yapatera y las rocas volcanoclásticas de la Fm. La Bocana (ver Figura 7.23), el modelo obtenido predice la disolución de cuarzo, anortita y calcita; y la formación de clorita y sericita.

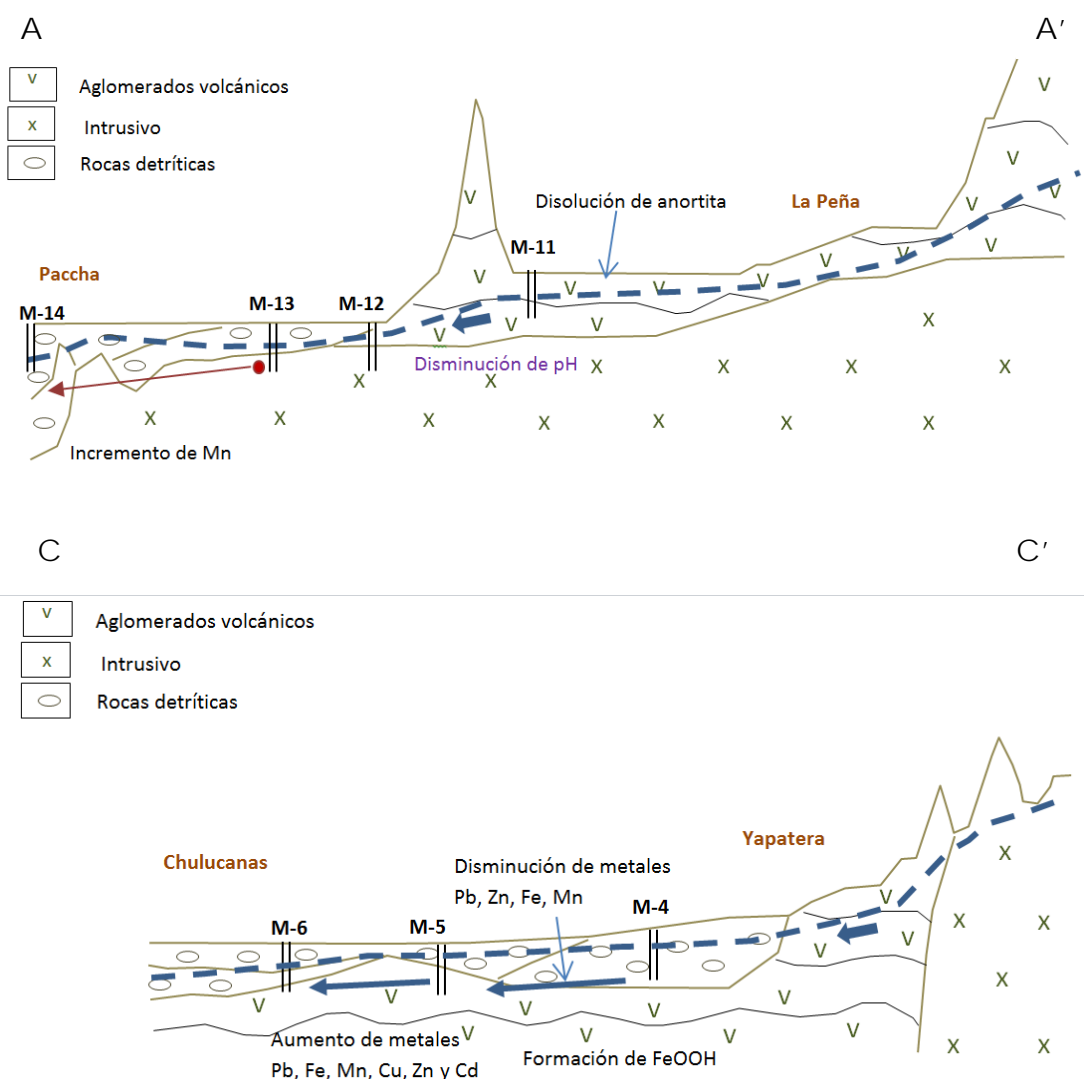


Figura 7.23: Perfiles hidrogeoquímicos del área de estudio A-A' y C-C'

Capítulo 8

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

1. En el área de estudio se han identificado las unidades geomorfológicas de Cordillera Occidental, Lomas, Valles o Depresiones y Planicies. Geológicamente el área de estudio está conformada por rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas con un rango comprendido entre el Pre-cambriano y el Cuaternario. Las formaciones Yapatera y Tambogrande son clásticas, conglomerados con guijarros de cuarcita y esquistos y areniscas tobáceas respectivamente. Los Volcánicos La Bocana son aglomerados de composición andesítica y dacítica, finalmente las unidades ígneas cretácicas presentes son la superunidad Paltashaco que consta de granitos, unidad Malingas que consta de dioritas y gabros y finalmente la unidad Las Lomas que constan de granodioritas.
2. Estructuralmente los pliegues que afectan a la Formación La Bocana son kilométricos y presentan por lo menos dos fases de deformación, estas han generado que las rocas de esta formación presenten un fracturamiento tal, que permitió la circulación de las aguas subterráneas y con ello contribuir con el proceso de evolución geoquímica de las mismas.
3. En el área de estudio la cordillera occidental abarca una extensión aproximada de 587 km²; y sobre esta no solo existe flujo superficial que da origen a los ríos Yapatera y Sancor, sino también flujo subterráneo que da origen a manantiales. Este flujo subterráneo se da, en el caso de las rocas volcánicas de la Formación La Bocana, en un medio fracturado y en el caso de las rocas intrusivas de la Unidad Paltashaco se da en un medio detrítico, debido a la alteración de la roca. Las lomas están conformadas por rocas volcánicas (Formación La Bocana), sedimentarias (Formación Yapatera) y finalmente por rocas intrusivas (Superunidad Malingas).

4. Las rocas ígneas presentes corresponden a las unidades de Paltashaco y Malingas. En el caso de la unidad Paltashaco, específicamente en la zona de granitos superficialmente se ha reconocido suelo residual con alta porosidad. En las dioritas de la Unidad Malingas (Cerro Malingas) superficialmente se encuentran sanas no se ha encontrado ni alteración ni fracturamiento. Sucede lo mismo con las unidades de granito y gabro.
5. Existen dos tipos de materiales detríticos de importancia hidrogeológica, los depósitos cuaternarios recientes (material aluvial y fluvial) y las rocas terciarias de las formaciones Yapatera y Tambogrande.
6. Dada las características físicas de las unidades formacionales presentes, se las diferenció hidrogeológicamente considerándose como acuífero poroso a los depósitos fluviales y aluviales, acuífero poroso consolidado a las formaciones Tambogrande y Yapatera, acuitardo volcánico a la Fm. La Bocana y finalmente como acuitardo intrusivo a las unidades ígneas Paltashaco y Malingas.
7. La variable climática no ha generado mayores variaciones en cuanto a la química del agua subterránea en la zona de estudio.
8. De las características geomorfológicas, estructurales y litológicas, es la litológica la que tiene mayor relevancia en cuanto a la evolución geoquímica de las aguas subterráneas en el área de estudio, el factor mineralógico es determinante para predecir o hacer asunciones en cuanto a la calidad y características químicas del agua, tal es el caso de la Formación la Bocana inicialmente el agua pertenece a una facie clorurada sódica magnésica, conforme avanza el flujo esta se vuelve bicarbonatada cálcica magnésica, que es el tipo de agua esperada cuando esta atraviesa rocas volcánicas de composición andesítica como la presentes en dicha formación, ya que esta contiene plagioclasas y ferromagnesianos ricos en Ca y Mg. El nivel superior de la Formación Tambogrande es muy salino además de presentar niveles de cenizas, es posible que esto genere que las aguas se vuelvan sulfatadas y cloruradas sódicas y magnésicas. Estos procesos muestran que existe interacción entre el agua subterránea y las rocas de las formaciones presentes y que esta controla la química de las aguas subterráneas en el área de estudio.

9. La sección A-A' que pasa por las localidades de La Peña, Sancor, Casana y Paccha es la que presenta mayor concentración de Pb y Cu con respecto a las otras secciones, esto debido posiblemente a la existencia de mineralización del tipo sulfuro masivo Pb-Cu-Zn en La Formación la Bocana.
10. En la sección C-C' que pasa por las localidades de Yapatera y Chulucanas, para los tramos en donde el agua subterránea atraviesa las rocas detríticas de la Formación Yapatera, existe una disminución de los metales Pb, Zn, Fe y Mn, esto se debería a la formación de óxidos e hidróxidos de hierro y la posterior absorción de los metales Pb y Zn.
11. Las concentraciones de cadmio pueden derivarse de la solubilidad de algunos minerales como las greenockita, que puede estar asociada a los depósitos antes mencionados, incluso puede derivar de los fungicidas.
12. Los metales Fe y Mn, presentan mucha afinidad y están presentes en el área de estudio principalmente como óxidos e hidróxidos. Las mayores concentraciones de Zn las presentan las muestras M-3, M-2, M-8, M-13, M-14 y M-15 que tienen en común, el ser tomadas de pozos ubicados en rocas detríticas de la Formación Tambogrande. Es posible que el Zn derive de niveles de cenizas volcánicas presentes en dicha formación.
13. Con la modelización hidrogeoquímica de las secciones estudiadas se pudo corroborar los procesos geoquímicos que tienen lugar en el sistema durante la interacción de las aguas subterráneas y el medio geológico.
14. En el tramo entre las localidades de La Peña y Sancor, donde el agua subterránea atraviesa aglomerados volcánicos de la Formación La Bocana, el modelo producido por la modelización hidrogeoquímica predice la formación de cuarzo, gibbsita y yeso y la disolución de anortita. En el tramo de Sancor a Casana, los cálculos de modelización predicen la formación de piritita, goethita y hematita, mientras que los minerales que se disuelven son el yeso, esfalerita, rodocrosita y el $\text{Fe}(\text{OH})_3$.

15. En el tramo de Casana a Paccha existe un aumento de la concentración de Mn, haciendo que se sobresature hacia el punto final, haciendo que en este punto se encuentre la mayor concentración de Mn en la zona de estudio inclusive por encima del máximo permisible.
16. En el tramo entre las localidades de Yapatera y Chulucanas, el modelo encontrado predice la precipitación de goethita y la disolución de calcita. La modelización por absorción de metales pesados en oxihidróxidos de hierro (FeOOH) considera que existe absorción de los metales Pb y Cd.
17. El tramo que se ubica sobre la ciudad de Chulucanas, el modelo obtenido predice la disolución de cuarzo, anortita y calcita; y la formación de clorita y sericita.
18. Se recomienda a las instituciones regionales y locales realizar un monitoreo periódico de los parámetros físico-químicos de las fuentes de agua subterránea, que sirvan como base para estudios posteriores.
19. Se recomienda implementar la instrumentación y equipos adecuados para un buen muestreo de las aguas subterráneas, en pozos que tengan casetas. En aquellos que carezcan de casetas, reemplazar las tuberías que se encuentran oxidadas, debido a que las mediciones fisicoquímicas realizadas en dichos pozos pueden no ser las correctas.
20. Es necesario realizar un estudio más detallado, ampliando el número de pozos a investigar a fin de que se puedan conocer los procesos hidrogeoquímicos en toda la cuenca y que pueda ser utilizado para el aprovechamiento de los recursos hídricos en la región.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Benavent, I., et al. (2005). Hidrología Isotópica para Optimizar la Gestión de los Recursos Hídricos en el Norte del Perú: El Acuífero Alto Piura – Perú. Estudios de Hidrología Isotópica en América Latina. IAEA, pp 153-173.
2. Benavides, V. (1999). Orogenic Evolution of the Peruvian Andes: The Andean Cycle. En: Skinner, B.J., ed. Geology and Ore Deposits of the Central Andes. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication 7, p. 61-107.
3. Berkowitz, B., Dror, I. & Yaron, B. (2008). Contaminant Geochemistry Interactions and Transport in the Subsurface Environment. Springer, Verlag, Berlin, Heidelberg. 412 p
4. Chamorro, C., et al. (1997). Estudio Hidrogeológico para la Localización y Diseño de Pozos con Fines de Captación de Aguas Subterráneas para Uso Múltiple en el Valle Alto Piura - zonas I, II y III. Ministerio de Agricultura, INRENA. 70 p.
5. Chereque, W. (1989). Hidrología para Estudiantes de Ingeniería Civil. Pontificia Universidad Católica del Perú. CONCYTEC.
6. Chen, Z. & Greg, A. (2002). Environmental Applications of Geochemical Modeling. Cambridge, New York, Port Melbourne, Australia. 284p.
7. Espinoza, J., et al. (1994). Diagnóstico del Aprovechamiento de Aguas Subterráneas en el Valle del Alto Piura. Ministerio de Agricultura, INRENA. 55 p.
8. Fetter, C. W. (2001). Applied Hydrogeology. Prentice Hall, New Jersey, 4th Edition. 598p.
9. Galindo, E., Del Pozo, M., Días, J.A., Castaño, S., Martí, B. y Guerra, J.L. (2003) Caracterización Geoquímica del Agua Subterránea en la Zona Este de Gran Canaria. 9 p.
10. Gómez, L. M., Moriena, R., Felizzia, J. y Schiavo, H. (2009). Caracterización Hidrogeoquímica e Identificación de Procesos de Mezcla en un Acuífero Afectado por un Vertedero Municipal no Controlado. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 61, Núm. 3, pp. 437-450.
11. Guzmán, A. (1994). Estudio Geodinámico de la Cuenca del Río Piura. INGEMMET. Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica; N° 9.

12. Hernández, J. (2008). Efecto de la Evolución Geoquímica en la Calidad del Agua Subterránea en la Porción Central de la Zona Media del Estado de San Luis Potosí. Tesis para obtener el grado de Maestro en Ciencias. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
13. Idris, R. (2002). Tectonic, Magmatic and Metallogenic Evolution of the Cajamarca Mining District, Northern Peru.
14. Knodel, K., et al. (2007). Environmental Geology Handbook of Field Methods and Case Studies. Springer, Berlin. 1193p.
15. Lecomte, K.L. (2003). Verificación y Validación de Modelos Geoquímicos Realizados con un Software Específico. Problemas del Conocimiento en Ingeniería y Geología, Vol. 1, pp. 65-76.
16. Marcos, L.A., Villarroya, F. Castaño, S. Vázquez, M. (2000). Aproximación a la Evolución Hidroquímica de Aguas Subterráneas en el Terciario Detrítico de la Cuenca del Arlanzón (Burgos). 10 p.
17. Martínez, D.E., Bocanegra, E.M. y Manzano, M. (2010). La Modelación Hidroquímica como Herramienta en Estudios Hidrogeológicos. 26 p.
18. Merkel, B. J. (2008). Groundwater Geochemistry: A Practical Guide to Modeling of Natural and Contaminated Aquatic Systems. Springer, Berlin, New York, 2nd Edition. 230p.
19. Pérez, G. (2008). Curso de Hidrogeología. Universidad Nacional de Ingeniería.
20. Reyes, L. y Caldas, J. (1987). Geología de los cuadrángulos de Las Playas, La Tina, Las Lomas, Ayabaca, San Antonio, Chulucanas, Morropón, Huancabamba, Olmos y Pomahuaca. Boletín N 39. INGEMMET, 83 p.
21. Rodríguez, I., Villareal, E., Valencia, M. y Sánchez, V. (2012). Metalogenia, Geología Económica y Potencia Minero de la Reflexión de Huancabamba: Noroeste del Perú. Ingemmet, Lima, Boletín N° 29 serie B: Geología Económica. 222 p., 7 mapas.
22. Sánchez, F.J., De Andrés, M. y García, A. (1991). Geoquímica de las Aguas Subterráneas en Rocas Metamórficas Al Se Salamanca. Estudios Geológicos, N° 47, pp. 221- 236.
23. Sherman, D. M. (2014). Environmental Geochemistry Course. Department of Earth Sciences, University of Bristol.

24. Singhal, B. & Gupta, R. (2010). *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. Springer, Heidelberg, London, New York, 2th Edition. 408 p.
25. Struckmeier, W. & Margat, J. (1995). *Hydrological Maps a Guide and a Standard Legend*. Ed. Van Acken GmbH. Hannover, 193 pp.
26. TAHAL ASCOSES. (1998). *Estudios Estratigráficos de la Cuenca del Alto Piura*.
27. Tegart, P. Allen, G. & Carstensen, A. (2000). Regional Setting, Stratigraphy, Alteration and Mineralization of the Tambo Grande VMS District, Piura Department, Northern Peru. En: Sherlock, R.L. & Logan, M.A.V., eds. *Volcanogenic massive sulfide deposits of Latin America*. Newfoundland: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 2, p. 375-405.
28. Vallejos, A., Pulido, A., Sánchez, F. Gisbert, J. y Molina, L. (2005). Evolución Geoquímica de las Aguas Subterráneas en el Borde Meridional de la Sierra de Gádor (Almería). *Geogaceta*, Vol. 37, pp. 99-102.
29. Weight, W. D. and Sonderegger, J. L. (2001). *Manual of Applied Field Hydrogeology*. McGraw – Hill, New York, Ed. 608 p.
30. Winter, L. S. (2008). *The Genesis of “Giant” Copper-Zinc-Gold-Silver Volcanogenic Massive Sulphide Deposits at Tambo Grande, Peru: Age, Tectonic Setting, Paleomorphology, Lithochemistry and Radiogenic Isotopes*. Tesis Doctoral. The University of British Columbia. Vancouver. 260 p.