

**LIMITANTES Y MANEJO  
DE LOS SUELOS SALINOS  
Y/O SODICOS  
EN EL ALTIPLANO BOLIVIANO**

**Editores Científicos:**

**Hervé D., Ledezma R., Orsag V.**



Institut de recherche  
pour le développement



**La Paz, Junio 2002**



## PRESENTACION

El Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) (ex-ORSTOM) ha adquirido en las dos décadas pasadas una competencia reconocida sobre la cuenca del lago Titicaca y su única salida, el río Desaguadero. Varios hidrólogos, hidroquímicos e hidrobiólogos han analizado, junto con colegas bolivianos de la UMSA, el origen de la salinidad del lago Titicaca y de las aguas y suelos del altiplano boliviano.

El CONDESAN, Consorcio para el Desarrollo Sostenible de la Ecoregión Andina, con sede en el Centro Internacional de la Papa (Lima, Perú), busca desarrollar sinergia entre proyectos y actores de la región. Las experiencias nacionales raras veces trascienden las fronteras y los resultados de investigación frecuentemente no son conocidos por los agentes del desarrollo ni por los políticos. Un objetivo del Condesan es hacer que los resultados de investigación sean utilizables para el desarrollo a nivel regional.

Así, cuando el IRD respondió en 1995-1996, junto con el Instituto Boliviano de Tecnología agropecuaria (IBTA) y una ONG, Yunta, a un concurso con propuestas de investigación financiado por los Países Bajos y manejado por Condesan, la meta se limitaba a la rehabilitación de suelos salinos mediante el uso de subsolado. Pero la preocupación de varios edafólogos y agrónomos, en particular dentro de la Sociedad Boliviana de Ciencia del Suelo, por el impacto que tendrá la represa construida en la desembocadura del lago Titicaca sobre la salinidad de las aguas y suelos del altiplano, resultó en una propuesta más ambiciosa de elaborar un libro de síntesis sobre el manejo de suelos salinos en la cuenca del Desaguadero. Condesan financió la preparación del libro y el IRD su edición en Bolivia.

Regar suelos salinos con agua salada es complejo si se quiere preservar el recurso suelo de una salinización irreversible. En este libro se demuestra, en el caso bastante documentado del altiplano central boliviano, que es posible, a condición de comprender el funcionamiento del sistema agua-suelo-planta, establecer los pasos para definir reglas sobre el uso del suelo y monitorear el estado de los recursos suelo y agua. Por ello, se aborda aspectos delicados como la clasificación de los suelos salinos y los métodos de evaluación de la salinidad. Se identifica a la vez conocimientos que son necesarios para actuar así como preguntas que quedan pendientes para la investigación. Los autores han reunido y discutido varios tipos de conocimiento: modelos, resultados experimentales, experiencias concretas de desarrollo, procedimientos de laboratorio, que deben ser combinados al momento de tomar decisiones sobre el manejo de los recursos.

Este tema ha sido estudiado en los medios subdesérticos del sur de la ecorregión andina (Sur peruano, Bolivia, el norte de Chile y Argentina) pero también ha sido estudiado en otras partes del mundo, lo que justificaría estudios comparativos. Finalmente, la viabilidad de una "agricultura salada" concierne en primer lugar a los actores de la vida civil, agricultores, ganaderos y pobladores quienes deben ganarse escenarios de concertación y de negociación con las empresas (constructoras, mineras) y los representantes del estado. Esta síntesis, contextualizada, de conocimientos sobre suelos salinos es una base sólida para que los pobladores piensen en su futuro.



**Jean-Pierre Carmouze  
(IRD)**



**Hector Cisneros  
(CONDESAN)**



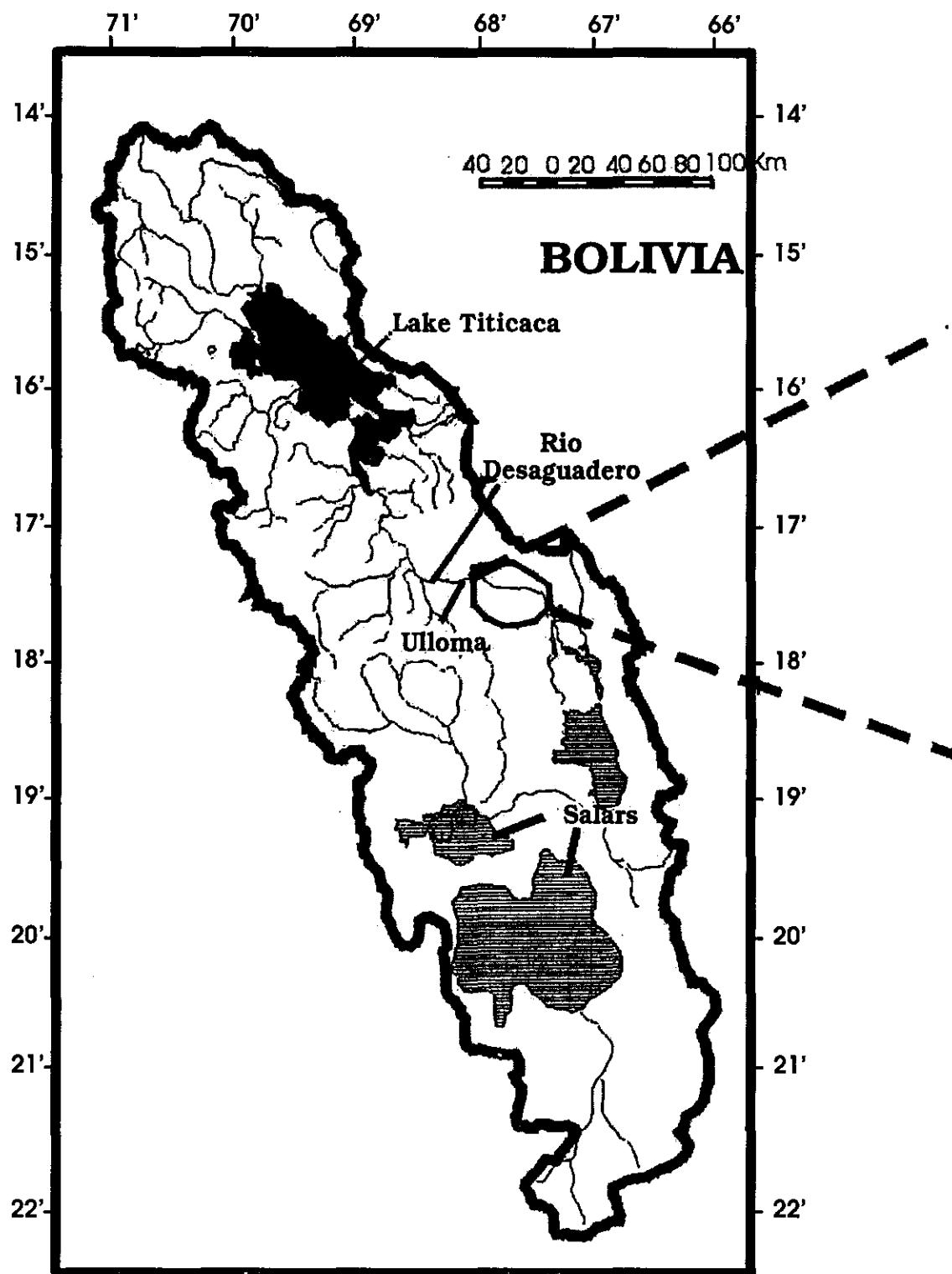
## INDICE

	Pag.
<b>1. INTRODUCCION (Hervé, Ledezma, Orsag)</b>	<b>1</b>
<b>2. PROBLEMATICA DEL ALTIPLANO CENTRAL BOLIVIANO</b>	
<b>(Ledezma &amp; Flores)</b>	<b>6</b>
2.1. Ubicación	
2.2. Clima	
2.3. Geología y geomorfología de suelos	
2.4. Vegetación	
2.5. Actividades productivas	
<b>3. ANALISIS HIDROLOGICO DE LA SALINIDAD</b>	<b>15</b>
3.1. Recursos hídricos superficiales (Ledezma & Hervé)	
3.1.1.Rio Desaguadero	
3.1.2.Regulación del sistema TDPS	
3.2 Recursos hídricos subterráneos y salinidad	
3.2.1. Cambios climáticos y reciclaje durante varios miliares de años cloruro entre lagos y agua subterranea, ejemplo del Altiplano boliviano (Coudrain, Talbi, Ledoux, Ribstein, de Marsily)	
3.2.2. Localización, caracterización y extracción de los acuíferos en Villarreal (Coudrain & Ledezma)	
3.2.3. Relación entre hidrogeología y salinidad de los suelos en la provincia Aroma (Flores, Hervé, Mita)	
3.2.4. Aguas superficiales y subterráneas en San José de Llana (Peña & Coudrain)	
3.3. Calidad del agua (Orsag)	
3.3.1. Contenido en sales	
3.3.2. Concentración en metales pesados	
3.3.3. Calidad de agua con fines de riego	
<b>4. SUELOS SALINOS Y/O SODICOS</b>	<b>59</b>
4.1. Principios del origen, formación y clasificación de los suelos salinos y/o sódicos (Orsag & Flores)	
4.2. Los suelos salinos y/o sódicos en la llanura fluvio lacustre	
4.2.1. Origen de la salinidad en la llanura fluvio lacustre	
4.2.2. Llanura de inundación Sur, provincia G. Villarreal (Jacobsen & Bosque)	
4.2.3. Llanura no inundable, provincia Aroma (Hervé)	

**Pag.**

4.3. Problemática del análisis químico de suelos salinos y/o sódicos (Chungara)	
4.3.1. Variables y métodos de análisis	
4.3.2. Claves de verificación de los resultados del análisis químico	
4.3.3. Recomendaciones	
4.4. Efecto de sales, sodio y boro sobre las propiedades del suelo (Orsag)	
4.4.1. Características generales de los sales presentes en suelos salinos	
4.4.2. Caso del Boro	
4.5. Efectos osmóticos de sales sobre la disponibilidad de agua para las plantas (Jacobsen, Bosque, Orsag)	
<b>5. MANEJO DE SUELOS SALINOS.....</b>	<b>106</b>
5.1. Problemática del manejo de los suelos salinos en G. Villarroel (Hervé & Ledezma)	
5.2. Efectos del subsolado sobre suelos salinos y cultivos de la sucesión (Hervé, Ramos, Mita)	
5.2.1. Objetivos	
5.2.2. Campaña 1994-95	
5.2.3. Campaña 1995-96	
5.2.4. Conclusiones sobre el trabajo del suelo	
5.3. Siembra de especies tolerantes	
5.3.1. Potencial de producción de quinua ( <i>Chenopodium quinoa</i> Willd) en G. Villarroel (Jacobsen & Bosque)	
5.3.2. Siembra de kauchi ( <i>Suaeda foliosa</i> ) en áreas salinas consideradas marginales para la agricultura (Ledezma)	
5.3.3. Sucesiones de cultivos adaptados a la salinidad (Hervé)	
5.4. Manejo del agua de riego	
5.4.1. Fuentes de agua y técnicas de riego (Ledezma)	
5.4.1.1. Fuentes de agua	
5.4.1.2. Técnicas de riego a la parcela	
5.4.2. Impactos del riego	
5.4.2.1. Consecuencias pedoquímicas de la irrigación en Chokonimaya, provincia Aroma (Flores)	
5.4.2.2. Impactos del riego sobre suelos y vegetación en Choro y Chilahuala, provincia G. Villarroel (Orsag & Miranda)	
5.4.2.3. Efectos del riego sobre los procesos de salinización y sodificación, en suelos de la provincia G. Villarroel (Ledezma)	

<b>6. QUINCE AÑOS DE RELACIONES EXITOSAS ENTRE DESARROLLO E INVESTIGACION EN LA PROVINCIA G. VILLAROEL (Ledezma &amp; Hervé)</b>	<b>198</b>
6.1. Introducción	
6.2. Asistencialismo y primeros estudios (1983 - 1990)	
6.3. De proyectos puntuales hacia un plan de desarrollo basado en investigaciones científicas (1991 -1995)	
6.4. Desarrollo municipal y producción ganadera (1996-1999)	
6.5. Conclusión	
<b>7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES (Hervé, Orsag, Ledezma)</b>	<b>210</b>
7.1. Replanteamiento de las afirmaciones iniciales	
7.2. Qué no se sabe?	
7.3. Proposiciones de investigación orientadas al manejo sostenible de los recursos suelo, agua y vegetación	
7.4. Manejo institucional	
<b>8. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS</b>	<b>225</b>
<b>9. ANEXOS</b>	<b>252</b>
9.1. Grupos Mayores de Suelos y Unidad de Suelo, relacionados con los suelos salinos/alcalinos o yesosos, en la clasificación de suelos FAO-UNESCO (Orsag & Flores)	
9.2. Guía para diferenciar sub-unidades en la clasificación de suelos FAO-UNESCO (Flores)	
9.3. Interacciones entre sales y análisis físico de suelo (Pansu & Gautheyrou) 9.3.1. Granulometría (Pansu)	
9.4. Implicaciones del tipo de arcilla sobre sales intercambiables y de la capacidad de intercambio catiónico de Ledezma y Orsag (Gautheyrou)	
9.5. Suma de cationes y capacidad de intercambio catiónico (Hervé & Pansu)	
9.6. Extracto de saturación (Orsag)	
<b>10. REFERENCIAS DE LOS AUTORES.</b>	<b>266</b>



Localización de la llanura fluvio-lacustre

**LIMITANTES Y MANEJO DE LOS SUELOS SALINOS Y/O SODICOS EN EL ALTIPLANO  
BOLIVIANO**

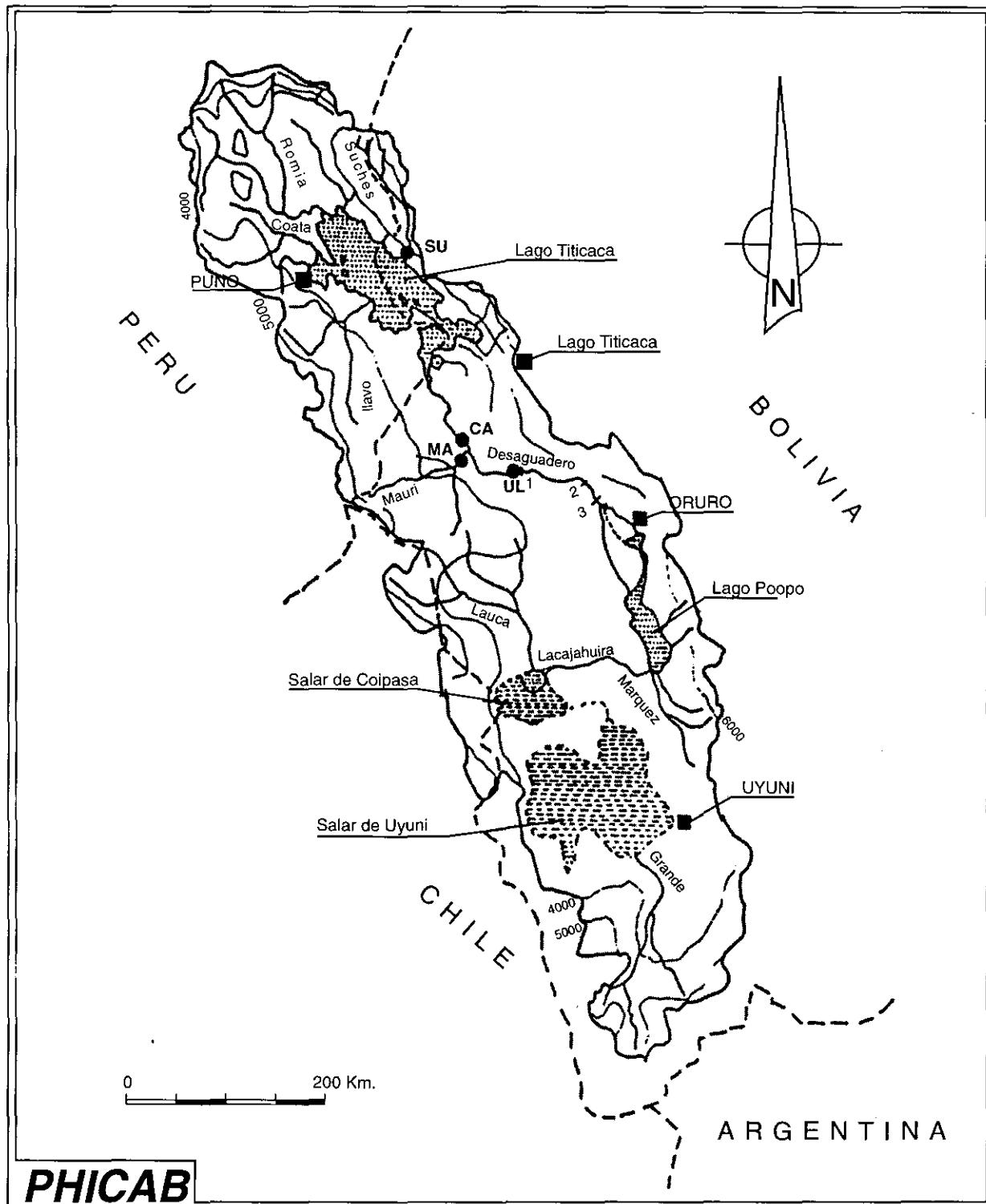
**Hervé D., Ledezma R., Orsag V.**  
**(Editores científicos)**

**1. INTRODUCCIÓN (D. Hervé, R. Ledezma, V. Orsag)**

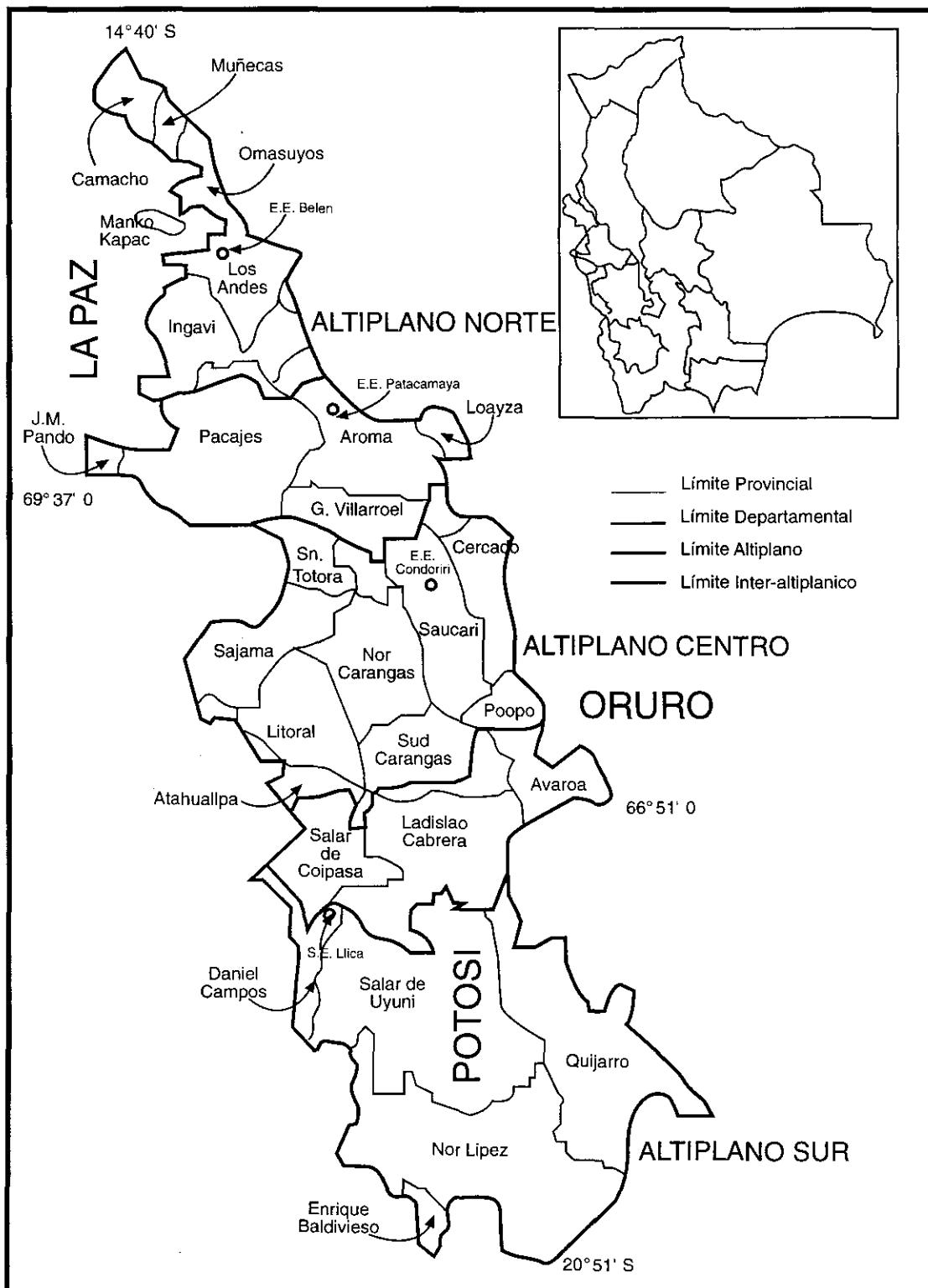
La problemática de los suelos salinos en Bolivia abarca no solamente la cuenca del río Desaguadero en el altiplano boliviano, sino también el valle alto y central de Cochabamba (Torrez et al., 1996), los valles de Santa Cruz, el Chaco y las llanuras de depresión en el Beni. El futuro de estas áreas extensas es motivo de preocupación para una población agrícola importante.

Los problemas de salinidad son más extensos en los climas semiáridos a áridos, donde la evapotranspiración supera a la precipitación. En el territorio boliviano, marginalizan grandes extensiones de las actividades agropecuarias. Falta cuantificar los recursos afectados e implementar acciones de recuperación de suelos prácticas y económicas, al alcance de los pobladores, comunidades, municipios y provincias.

Siendo las posibilidades del aprovechamiento de los recursos hídricos limitadas en el altiplano, se deben analizar cuidadosamente todas las posibilidades. Una de estas posibilidades es el aprovechamiento de las aguas del río Desaguadero, que se origina en el Lago Titicaca y constituye por ello una alternativa importante (Figura 1.1). La construcción de una represa en el río Desaguadero, por la Autoridad del Lago Titicaca (ALT, entidad binacional Perú-Bolivia), a la desembocadura del lago Titicaca, despierta varias preguntas, entre las cuales, el futuro lecho y caudal del Desaguadero y la aptitud de esta agua para riego en el altiplano central boliviano. Los principales objetivos de esta represa son la regulación del caudal del río Desaguadero para evitar inundaciones y el aumento de este caudal en la época de estiaje.



**Figura 1.1 La cuenca del río Desaguadero en el altiplano boliviano**  
 Estaciones de medida: SU Suchez, MA Mauri, CA Calacoto Desaguadero, UL Ulloma  
 Desaguadero, 1) Puerto Japones, 2) Puente Soledad, 3) Puente Carasilla



**Figura 1.2. Delimitación administrativa de los Altiplanos Norte, Centro y Sur (Paz, 2002)**

Hasta el momento, se ha considerado tratante el aprovechamiento de aguas saladas para riegar suelos salinos, sin tomar en cuenta las experiencias desarrolladas por los propios habitantes del lugar, quienes viven de la ganadería y riegan especies forrajeras desde hace muchos años.

El ALT estimó en 9000 km<sup>2</sup> el área con riesgos de salinidad en la cuenca del Desaguadero. La cuestión básica es entonces saber ¿cómo se puede regar suelos salinos con agua salada? La respuesta no es tan sencilla como se podría creer. No es suficiente repetir ideas falsas o demasiado generales sobre el potencial o, al contrario, los riesgos de tal riego. Es tiempo más bien de realizar un diagnóstico serio de lo que se sabe y de lo que todavía no se sabe en cuanto a suelos, cultivos, balance hidrológico y de salinidad, que incorpore tanto aguas superficiales como subterráneas, para usos domésticos, riego o usos industriales (minas).

Tomaremos como punto de partida algunas afirmaciones que se escuchan frecuentemente:

- (1) Si llueve menos de 400 mm por año, sólo con riego se puede producir.
- (2) Las aguas del Desaguadero son demasiado salinas para poder usarlas para riego.
- (3) Se puede duplicar el área bajo riego con el uso de aguas subterráneas.
- (4) El campesino no tiene experiencia de riego en la zona, o es demasiado reciente.
- (5) Las prácticas de riego inadecuadas son factores que coadyuvan a la salinización.
- (6) El riego con aguas del Desaguadero contamina los acuíferos dulces.
- (7) El agua del Desaguadero está contaminada con metales pesados, su uso es peligroso para el consumo humano.

Se cuestiona entonces el uso de aguas salinas para el riego de suelos salinos, señalando problemas de contaminación, de inapropiada aplicación de riego por parte de los usuarios y la falta de cultivos alternativos que justifiquen una inversión económica. Se señala a la vez la escasez del recurso agua en la zona y el problema crucial de su calidad. Los limitantes de los suelos salinos y/o sódicos deben ser analizados en un contexto más amplio. Estas preguntas tocan varios aspectos: suelos, cantidad y calidad de las aguas superficiales y subterráneas, factibilidad del riego, usos múltiples (consumo humano, riego, minas). Claro está que no se podrían dar respuestas parciales o completas a estas preguntas sin una amplia colaboración entre disciplinas complementarias, hidrología, geología, edafología y agronomía. Estas respuestas no son

esperadas solamente por los científicos sino también por los especialistas del desarrollo, de las ONGs principalmente, que pueden documentar experiencias exitosas de rehabilitación llevadas a cabo en el altiplano. Algunas preguntas encontrarán respuesta; se mejorará la formulación de otras. Se quiere también dejar claras las que siguen pendientes, con la finalidad de orientar futuras investigaciones y prioridades de desarrollo. Una siguiente etapa sería lógicamente buscar fuera de Bolivia, en otros países tropicales donde se presentan los mismos problemas, algunas respuestas a estas preguntas.

El reto de este libro de síntesis consiste entonces en recolectar los conocimientos locales, a menudo muy dispersos, en verificar su solidez científica y en confrontarlos entre las disciplinas involucradas. Se cuenta también con varias experiencias acumuladas por ONGs desde sus primeras intervenciones en la zona a raíz del Niño de 1983, una grave sequía seguida de inundaciones catastróficas. 15 años de experiencias exitosas de rehabilitación de suelos salinos y/o sódicos, en contacto con equipos de investigación, demuestran que existen estrategias comprobadas de recuperación de suelos. Esta realidad parece ser en parte desconocida por el Estado que siempre ha desatendido a estas provincias del altiplano.

Limitamos el ámbito de validación de estas respuestas a la cuenca del río Desaguadero, en las provincias de Villarroel y Aroma del (departamento de La Paz), pudiendo extrapolarse hasta el lago Poopó en las provincias Tomás Barrón, Cercado y Saucarí del departamento de Oruro (Figura 1.2). Es en esta zona que encontramos la mayor concentración de estudios y acciones de rehabilitación de suelos salinos. Es también en la provincia de G. Villarroel que el IBTA desarrolló un proyecto de investigación sobre labranza en suelos salinos (1995-1997), luego de ganar fondos a concurso provenientes de los Países Bajos y manejados por Condesan. El Consorcio para el desarrollo sostenible de la ecoregión andina apoyó con estos fondos la elaboración de este libro de síntesis que, conforme a los supuestos de Condesan, busca un encuentro entre resultados de investigación y propuestas de desarrollo.

Después de recordar conocimientos necesarios sobre el altiplano central boliviano en suelo, agua y vegetación, revisamos el estado de los recursos agua (superficial y subterránea) y suelo en las provincias Villarroel y Aroma, y los métodos de determinación de la salinidad. Se presenta luego

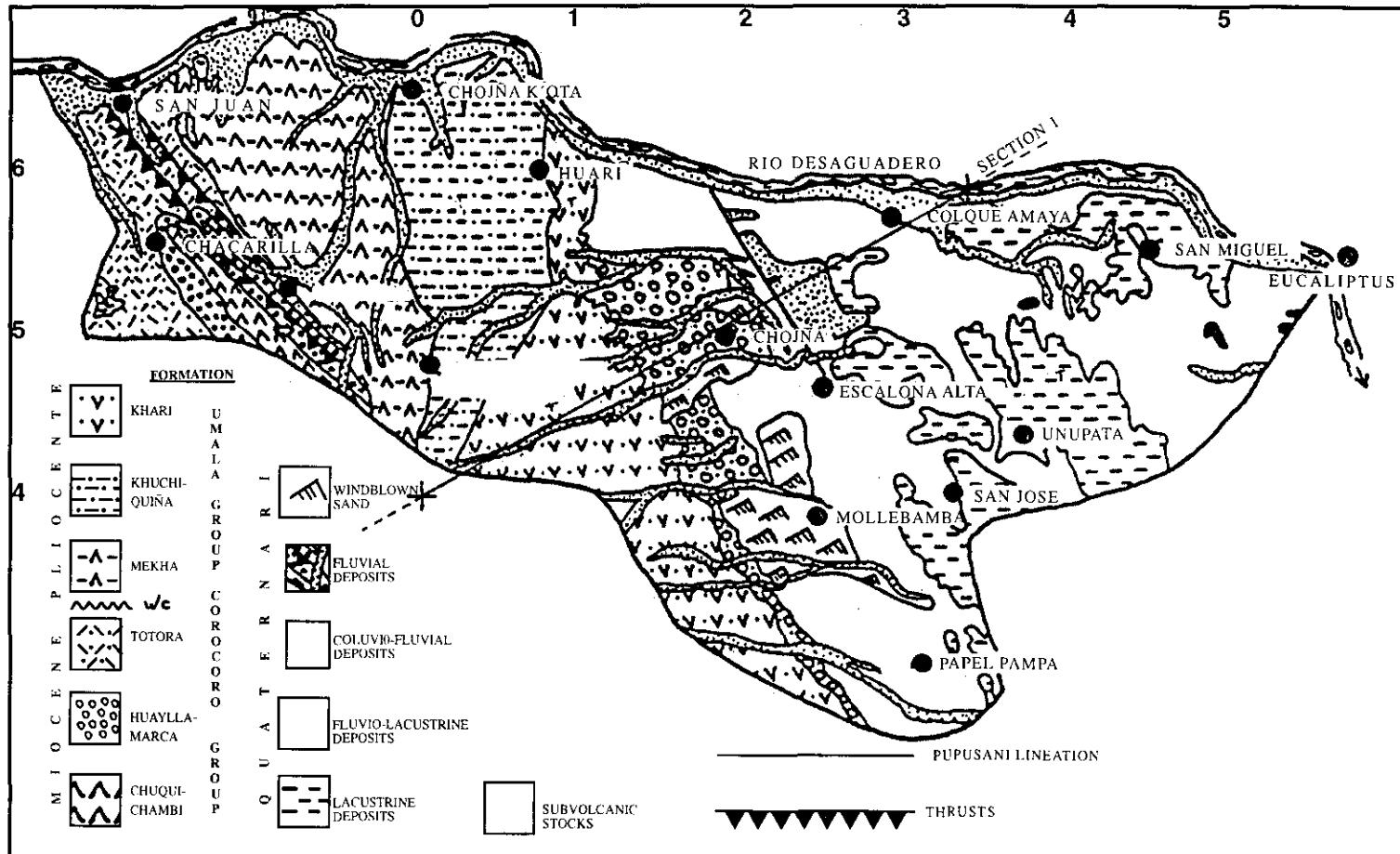


Figura 2.2. Mapa geológico de la provincia G. Villarroel (Riding, 1994)

En el lado occidental, los suelos son franco arcillosos con drenaje imperfecto. El horizonte A es franco arcilloso a arcillo, el horizonte B es franco arenoso y el horizonte C arcilloso. En el lado oriental, los suelos son coluviales de textura franco arenosa y bien drenados con presencia de grava y piedras (hard-pan). El horizonte C se caracteriza por tener cascajo y piedra de origen aluvial. Distinguiremos estos dos contextos, cada vez que se trate del uso de los suelos.

La Llanura fluvio-lacustre del río Desaguadero, que se inicia en las comunidades de Chilahuala (provincia Gualberto Villarroel) y Huari Belén (provincia Aroma) (Fig. 2.1) y se extiende hacia el Sur en el departamento de Oruro (Provincias Tomás Barrón, Cercado y Saucarí), hasta el lago Poopó (Figura 1.2), cubre una superficie de aproximadamente 8000 km<sup>2</sup> (ALT, 1999). Esta planicie, a pesar de sus características climáticas y edáficas adversas, se caracteriza por la presencia de extensas áreas de praderas nativas y artificiales que favorece la crianza de ovinos, vacunos y camélidos, actividad a la cual se dedica gran parte de sus pobladores.

## 2.2. Clima

Las estaciones climáticas de Eucaliptus (cerrada desde 1982), Chuquiña, Oruro, Colque Amaya, Huaylla Marca, Laruta, Unupata-Union Tholar, Papel Pampa, San José Alto, han sido utilizadas para la provincia de Villarroel y las estaciones de Patacamaya, Sica Sica, Huaraco, Ayo Ayo, para la provincia de Aroma (Figura 2.1).

Los datos climáticos revelan un gradiente de Norte a Sur de la precipitación anual (450 a 250 mm) y de la temperatura promedio anual (11°C a 7°C). Un balance hídrico negativo (ETP>1000 mm año), 8 meses secos y precipitaciones de 250 a 350 mm por año, caracterizan la llanura oriental. Menos de 400 mm de precipitaciones anuales se registran en las partes altas y serranías: 378 mm/año (promedio de 32 años), de diciembre a marzo, y una temperatura media anual que oscila entre 7 °C y 11 °C. La temperatura mínima extrema de 26 °C bajo cero ocurre entre mayo y junio, la máxima de 25°C entre noviembre y diciembre. Las heladas pueden ocurrir durante el ciclo de cultivo, entre el 20 y el 24 de enero y a principios de febrero (Candelaria). Los vientos de julio y agosto pueden llegar a los niveles 9 (75.9 a 83.3 km/h) y 10 (85.2 a 92.6 km/h) en la escala de Beaufort (Ham Papel pampa - Yunta, 1996). Nevadas en los meses de agosto a

septiembre son una gran ayuda para las siembras tempranas de quinua. Granizadas de diciembre a marzo pueden destrozar los cultivos.

### **2.3. Geología y geomorfología de suelos**

Ubicaremos en primer lugar los grandes conjuntos geomorfológicos en la provincia G. Villarreal:

- la primera sección de Villarreal, en la parte occidental de la provincia, es una zona alta de cadena montañosa (3900 a 4000 msnm), que forma parte de las estribaciones de la cordillera occidental y pertenece al complejo de tierras de Callapa. Los suelos de colinas son superficiales.
- la segunda sección de Villarreal, en la parte oriental de la provincia, comprende la llanura fluviolacustre y una zona de transición, el piedemonte a menos de 3900 msnm. La zona baja de estepa (3715 msnm en la parte oriental, 3900 msnm en el Oeste), es susceptible a inundaciones por el río Desaguadero en tiempos de lluvia. Los suelos de planicie son profundos y de permeabilidad lenta a muy lenta en todo su perfil. Por sus características químicas se les considera muy débilmente lixiviados y con una saturación de bases muy alta. De un total de 84 500 ha de esta segunda sección, más de 70% (59 000 ha) es una planicie afectada por diferentes grados de salinidad y/o sodicidad de los suelos.

Registros litológicos de 900 perforaciones, 12 calicatas y 39 barrenadas (Yunta, 1992) han permitido caracterizar las formaciones geológicas e identificar rocas de origen volcánico (ceniza, tuf, lavas, rocas piroclásticas) dentro de los depósitos fluviolacustres (figura 2.2):

- En el sector occidental, la formación Umala, discordante sobre la unidad de la serranía de Huayllamarca de edad terciaria, está compuesta de arcillas margosas y arenitas cremas con intercalaciones de tobas y mantos yesíferos. Estos materiales no resisten a los procesos erosivos; crean paisajes abarrancados (Gumié, 1988; Jimenez, 1994).

En el sector central, los depósitos cuaternarios discordantes sobre la formación Umala, son constituidos de depósitos eólicos, aluviales y fluviales, coluviofluviales, fluviolacustres y

lacustres, que van desde gravas a arenas, limos y arcillas. En el sector oriental, son afloramientos paleozoicos e intrusiones diacíticas limitadas hacia el centro de la zona de estudio por la falla de Coniri. La formación Chacarilla está compuesta de lutitas yesíferas rojas y rosadas; la formación Huayllamarca, de areniscas rojas bien consolidadas, localmente conglomeráticas; la formación Totora de areniscas y lutitas anaranjadas deleznables, localmente yesíferas con algunos mantos de tobas y la formación Mauri de conglomerados y areniscas tobáceas blanquesinas y cremosas.

#### 2.4. Vegetación

Las asociaciones vegetales de la segunda sección de la provincia Gualberto Villarroel han sido mapeadas por Moreau en 1992 al 1/250 000 (Figura 2.3) y estudiadas por Alzerreca & Lara (1987), Alzerreca & Prieto (1990), Ham Papel Pampa - Yunta (1996), Yunta (1997, 1998c):

Gramadal: *Distichlis humilis, Mulhenbergia fastigiata*

Q'otal: *Anthobryum triandrum, Junnella minima*

Pastizal (de tipo pajonal): *Calamagrostis heterophylla, Stipa ichu, Hordeum muticum, Festuca orthophylla, Tetraglochin cristatum*

Tholar: *Parastrepbia lepidophylla*.

Un total de 32 transectos de inventario botánico fueron levantados en Gualberto Villarroel entre marzo y abril 1998, en una superficie de 60 000 ha. La cifra de 45% de especies forrajeras deseables es similar a la cifra de Jerez (1991), con 10 especies de gramíneas, 2 especies de Compositaceae (Verneria y Senecio), 1 especie de Amaranthaceae, Cactaceae, Cariophyllaceae, Chenopodiaceae, Convolvulinaceae, Leguminosae, Malvaceae, Rosaceae, Scrophulariaceae, Vervenaceae.

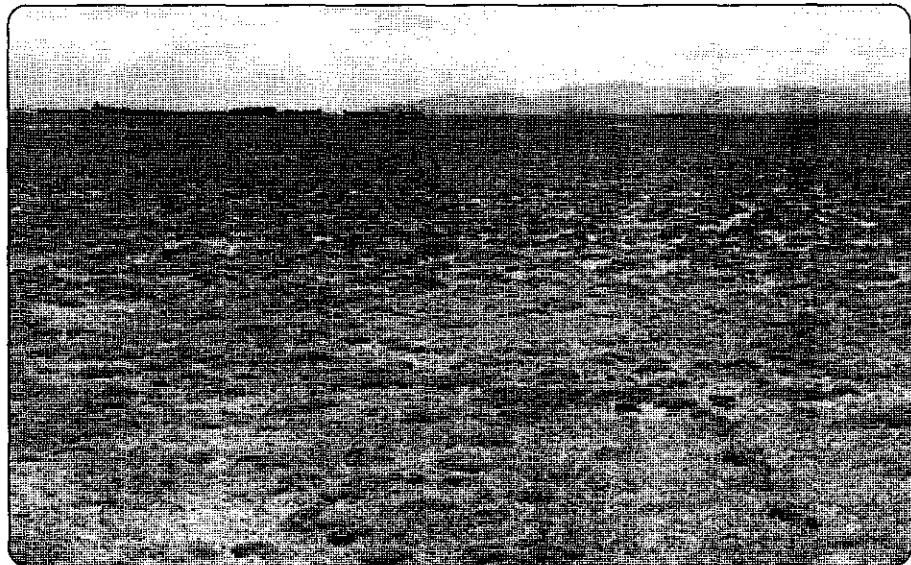
Las canapas han sido ampliamente estudiadas en el cantón de San José de Llanga (provincia de Aroma). Segun Massy & Valdivia (1995), 48% de sus 7 200 ha están constituidas por 4 grupos vegetales:

- Q'otal-Q'auchial (*Antobryum triandrum, Salicornia pulvinata, Atriplex cristata*), en la zona de Choconimaya, al SudOeste de la comunidad, donde el suelo es más salino por la influencia del río Desaguadero (Foto 2.1);

- Gramadal (*Distichlis humilis*, *Mulhenbergia fastigiata*), especies con poca biomasa y alto contenido de fibra;
- Pajonal (*Calamagrostis curvula*, *Festuca dolichophylla*, *Hordeum muticum*);
- Tholar-Pajonal (*Parastrepbia lepidophylla*, *Tetraglochin cristatum*, *Festuca orthophylla*, *Stipa ichu*), mayormente donde la napa freática supera los 4 metros de profundidad (Cespedes et al., 1995).

De las 17 familias botánicas inventariadas, 27% son Poaceae, 20% Compositae, 9% Cyperaceae, 7% Leguminosae.

Garabito et al. (1995) analizan en San José de Llanga la relación entre vegetación nativa (q'auchial caracterizado por *Salicornia pulvinata*, q'otal caracterizado por *Anthobryum triandrum*, gramadal caracterizado por *Distichlis humilis*) y suelos salinos. *Salicornia pulvinata* es una especie halófita obligada que se desarrolla mejor en áreas de alta salinidad ( $CE = 46\text{-}76 \text{ mS.cm}^{-1}$ ), y con napa freática de agua salada a poca profundidad. A medida que el pH aumenta, la sensibilidad hacia la CE aumenta. Coberturas de *Anthobryum triandrum* superiores a 40% en suelos con  $CE < 5 \text{ mS.cm}^{-1}$  indican que esta especie es una halofita facultativa. Su cobertura baja drásticamente a CE superior a  $22 \text{ mS.cm}^{-1}$  y se encuentra limitada por la textura fina y la napa freática superficial. Es susceptible a períodos prolongados de encharcamiento. La cobertura de *Distichlis humilis* disminuye en suelos con  $CE > 26 \text{ mS.cm}^{-1}$ ; tiene tolerancia moderada a la salinidad del suelo. Es favorecida por textura pesada y napa freática superficial, pero limitada por pH elevado. El q'auchial se está extendiendo en detrimento del q'otal y del gramadal para colonizar el erial.



**Foto 2.1. Formaciones vegetales con khotal: *Anthobryum triandrum* (Ledezma).**

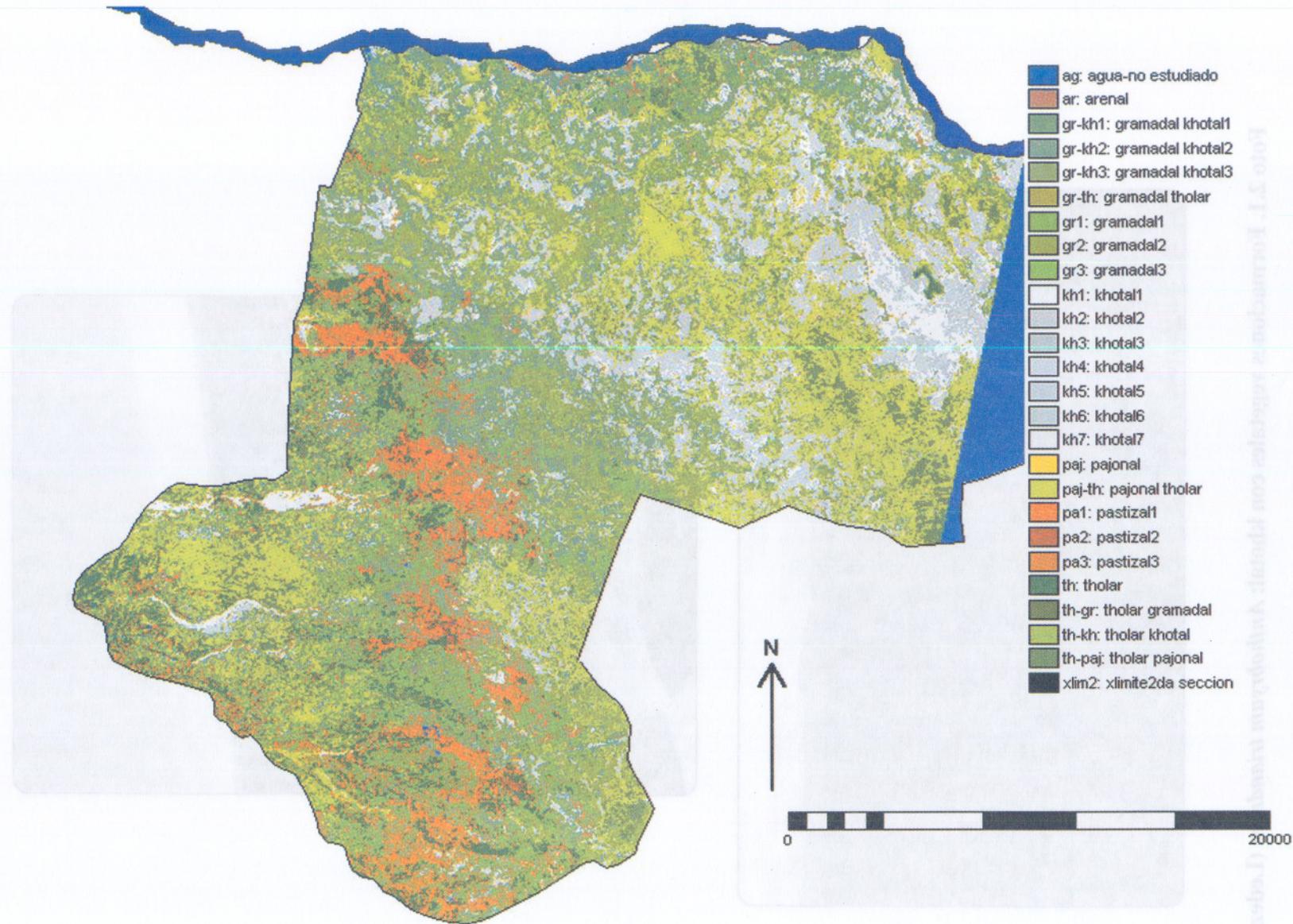


Figura 2.3. Mapa de vegetación, segunda sección de la provincia G. Villarroel (1/200 000),  
(Imboff & Loza, 1998)

## **2.5. Actividades productivas**

La provincia G. Villarroel cuenta con 193 500 ha (1935 km<sup>2</sup>), 0.08 hab/km<sup>2</sup>, 35 Comunidades campesinas, 29 000 ha cultivables, 41 000 ovinos, 100 alpacas, 92 000 llamas (IBTA-SIPAB, 1992). La actividad económica principal de los habitantes de la región es la pecuaria. Los pobladores crían el ganado ovino, a cargo principalmente de las mujeres, y en menor proporción ganado vacuno, generalmente de razas criollas, y con un sistema de manejo tradicional sin tratamientos preventivos y/o curativos, salvo un baño antisárrico anual en algunas comunidades (Ham Papel Pampa - Yunta, 1996). El ganado ovino es en su mayoría criollo; normalmente el peso vivo del animal adulto varía entre 15 y 20 kg, correspondiente a un peso en carcasa de 7 a 10 kg. La explotación es de tipo extensivo ya que una familia tiene como promedio 30 a 80 ha y cría aproximadamente entre 100 a 200 ovinos con pastoreo directo. El ganado ovino se destina al autoconsumo y a la venta. Se estima en el primer caso una extracción anual promedio de 18 unidades ovinas/familia/año. En el caso de la venta, que se realiza en circunstancias especiales como épocas de siembra, fiestas, viajes, en los meses de agosto, octubre y enero, se estima la saca a 5 unidades ovinas, 4 veces al año, haciendo un total de 20 unidades al año. El total de explotación de 38 UO por año representa un porcentaje anual de saca de 20 a 40% en función de la comunidad y de la cantidad del ganado. Esta cifra indica una acumulación innecesaria de ganado que contribuye además a la degradación de las praderas.

La provincia Aroma cuenta con 451 000 ha, 0.15 hab/km<sup>2</sup>, 220 Comunidades campesinas, 67 670 ha cultivables, 20 000 bovinos, 243 000 ovinos (IBTA-SIPAB, 1992). La actividad económica es en este caso agropecuaria, combinando la cría de ovinos con la ganadería bovina que tiende a una especialización lechera, en base a forraje de cebada y de manera creciente, alfalfa.

## **3. ANÁLISIS HIDROLÓGICO DE LA SALINIDAD**

En razón de que las aguas del río Desaguadero se constituyen en una de las únicas fuentes de agua disponible para consumo humano, animal y riego, en gran parte de la llanura fluvio-lacustre, es necesario evaluar su calidad. Esta calidad se aprecia por el contenido del agua en sales, en boro, en metales pesados, y por su carga en sedimentos.

Para entender el origen y la gravedad de la salinidad de las aguas disponibles en el altiplano central, es necesario separar los recursos hídricos superficiales y subterráneos; su calidad es distinta y existen flujos entre estos dos compartimientos.

### **3.1. Recursos hídricos superficiales (R. Ledezma, D. Hervé)**

#### **3.1.1 Río Desaguadero**

El Altiplano boliviano es drenado por el río Desaguadero, salida del lago Titicaca (3810 msnm) y tributario del lago Poopó (3686 msnm). Se origina en el lago Titicaca que constituye una reserva considerable de agua ( $8\ 448\ km^2$ ,  $937\ km^2$ , 100 m de profundidad en promedio, según Carmouze et al., 1983), alimentada por una cuenca vertiente de  $56\ 270\ km^2$ . La mayoría de los aportes al lago (afluentes y precipitación media sobre el espejo de agua) se evapora, dejando fluir por el río Desaguadero el caudal excedente, generalmente débil, que representa menos del 10% del de los afluentes al lago y 1.5% de las pérdidas totales de agua (Carmouze et al., 1978). Este caudal está correlacionado con el nivel del lago. El volumen neto de agua que sale del lago por el Desaguadero fue por ejemplo de  $0,056\ 10^9\ m^3$  en 1969-70, año de aguas bajas y de  $1,12\ 10^9\ m^3$  en 1964-65, año de aguas altas. Después de un recorrido de aproximadamente 270 km y abajo de Chuquiña, el río Desaguadero se separa en dos brazos, para finalmente alimentar a los lagos Uru Uru y Poopó, que se comunican entre ellos, a una altura de 3670 msnm. La región sureste de la cuenca está sometida a inundaciones durante la estación de lluvias, en razón de la reducida pendiente (0.04%) del sistema fluvio lacustre. Este sistema es cerrado, con varias entradas, pero sin efluentes hacia otras cuencas.

Con datos de 1964-1978, Carmouze et al. (1981) demuestran que la salinidad de las aguas del lago Titicaca proviene de la erosión química de formaciones volcánicas y sedimentarias, la salinidad de sus tributarios varía entre 5 y  $20\ mM.l^{-1}$ . Pero la composición química de las aguas del lago es muy estable, a pesar de la variabilidad de los aportes en agua y sales disueltas; la renovación anual de las sales mayores esta comprendida entre 0.2% (Na y Cl) y 0.5% (Ca y  $HCO_3/CO_3$ ) en el lago mayor y 1.6-1.7% (Na, Cl), 6.5-7.2% ( $HCO_3/CO_3$ , Ca) en el lago menor.

Referiéndose a la composición química del agua, el Desaguadero evacúa solamente 11.4% de los aportes fluviales en sales disueltas (cuadro 1).

Cuadro 1. Composición química de las aguas del Desaguadero

Sales	HCO <sub>3</sub> / CO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	Na	K	Ca	Mg	SiO <sub>4</sub> H <sub>4</sub>
mM.l <sup>-1</sup>	1.90	2.65	7.95	8.55	0.445	1.53	1.50	0.0125

Las aguas del lago, como resultado de la evaporación, son más concentradas que sus tributarios; su concentración en sales disueltas se sitúa en promedio alrededor de 700 mg l<sup>-1</sup>. Según Iltis *et al.* (1991), la conductividad eléctrica del agua a 25°C varía según la localización y el mes del año entre 1.343 µS.cm<sup>-1</sup> y 1.521 µS.cm<sup>-1</sup>. El contenido de sales disueltas es cercano a 1 g l<sup>-1</sup>. Las aguas presentan una fase cloro-sulfatada sódica (Na>Ca>Mg>K). El contenido relativamente alto en sales disueltas es atribuido a la fuerte erosión en la vertiente de la cuenca. Este contenido queda estable, por el largo tiempo de permanencia de las aguas en el lago. El contenido en sales obliga a definir reglas precisas del uso agrícola para evitar una salinización de los suelos.

El caudal del Desaguadero está estimado en 60 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> como promedio anual a la altura de Eucaliptus (Gumié, 1988, citado por Moreau, 1992). Según Carmouze *et al.* (1978), Bourges *et al.* (1991), Gárfias *et al.* (1995), el Desaguadero debería poder dotar un caudal reservado que por lo menos evite una salinización de este río por sus afluentes aguas abajo, en caso de agotamiento de los caudales procedentes del lago, y ser regulado para evitar los caudales en exceso responsables de inundaciones y de descargas adicionales. Es difícil imaginar la extracción de 500 a 1000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> por la única desembocadura del lago, el río Desaguadero, cuando el caudal máximo a la salida del lago varía entre 300 y 350 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> con una recurrencia centenaria. Un pronóstico de crecidas permitiría manejar las reservas de volumen del lago para que pueda absorber aportes excepcionales superiores a los 2000 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> durante un mes con una tasa de descarga de 300 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>. La construcción de embalses en tributarios o en el mismo Desaguadero está diseñada para evitar las consecuencias de las crecidas excepcionales. Ya que el lago Titicaca forma parte de un sistema endorreico, es preciso tener en cuenta las consecuencias que podrían ocasionar, río abajo, en el lago Poopo y eventualmente en el salar de Coipasa, la inyección o la retención de

volúmenes de agua importantes, permitidas por una regulación de las salidas del lago (Bourges *et al.*, 1991).

Gárfias *et al.* (1995) han aplicado un modelo para determinar las crecidas del río Desaguadero, con la finalidad de evitar las catástrofes naturales que ocurrieron en los últimos años, con las fluctuaciones de nivel del Lago Titicaca. Una etapa de análisis y de depuración de los datos disponibles (Llamas *et al.*, 1994) ha permitido detectar la presencia de un componente residual que dió lugar a suponer una interacción entre las aguas superficiales y las aguas subterráneas, en la región comprendida entre la estación de Ulloma y la de Chuquiña. Esta hipótesis ha sido desarrollada en las investigaciones de Coudrain-Ribstein *et al.* (1995).

Para verificar los efectos del flujo subterráneo o de la evaporación, se observó que para los años hidrológicos 1980-1981 la diferencia de caudal es positiva, contrariamente a la del año hidrológico 1977-1978 donde la diferencia es negativa para ciertos períodos. Esto implica indudablemente para diferencias positivas, la existencia de aportes superficiales hacia el río Desaguadero y cuando se observan diferencias negativas, un efecto de evaporación asociado a aportes hacia el acuífero. Las condiciones de humedad del suelo, así como la recarga de la capa subterránea, constituyen factores muy importantes dentro la hidroquímica del río Desaguadero.

Casi la totalidad de las crecidas de la región se inicia en el mes de diciembre hasta el final del mes de mayo. Sin embargo, hay que distinguir dos tipos de crecidas, aquellas causadas por las precipitaciones (diciembre-marzo) y las crecidas asociadas a las fluctuaciones de nivel del lago Titicaca (abril-mayo).

Para evaluar las crecidas del río Desaguadero se utilizó un modelo sobre la base de la relación precipitación - caudal (Modelo HEC-1) y se constató que el criterio más interesante para la calibración ha sido introducir las pérdidas de caudal en el tramo comprendido entre las estaciones de Ulloma y Chuquiña. De esta manera, en lugar de considerar solamente el aporte superficial, se propone la adición de una función de pérdidas de caudal.

El tratamiento general de los diversos datos integrados a la modelación ha permitido obtener una primera síntesis de las crecidas que aquejan esta región. En virtud de los resultados obtenidos, existe una disminución importante de caudal en el caso de algunas crecidas en el tramo comprendido entre las estaciones de Ulloma y Chuquiña, que dependen de las condiciones de humedad antecedente, de las características geológicas de la región y de las tasas de evaporación. Dos hipótesis se desprenden de esta observación: la primera sostiene una influencia neta de la recarga hacia la capa subterránea y la segunda supone una combinación de esta última con la evaporación. Ambas demuestran las interacciones entre aguas superficiales y subterráneas.

### **3.1.2. Regulación del sistema TDPS**

El proyecto binacional Perú-Bolivia dedicado al lago Titicaca (PELT) tenía como sub-programa de estudio el sistema TDPS constituido por los lagos Titicaca, Poopó, el río Desaguadero y los salares. Bourges *et al.* (1991) dan algunos elementos de un balance global de la oferta de agua y de las demandas.

Varios proyectos de perímetros irrigados están en ejecución:

- 18 600 ha están en ejecución en territorio peruano, de las que 6 500 ha ya funcionan, pero de manera irregular (Ministerio de Agricultura, Perú, 1986);
- 5 000 ha están irrigadas a partir de aguas superficiales del lado boliviano, cerca de Huarina, y 8 800 ha están en proyecto, utilizando aguas subterráneas.

La comunidad europea (PAC II, 1996) ha promovido dos proyectos de riego:

- 20 000 ha del proyecto Chilahualá, sobre un total de 99 000 ha, en ambas márgenes del río Desaguadero, en los cantones de Umala y Lahuachaca (Segunda sección de la Provincia Villaroel, La Paz).
- 6 600 ha sobre un total de 17 000 ha en El Choro (Provincia Cercado, Oruro), en una planicie al Oeste de los lagos Uru Uru y Poopó. Este proyecto de riego se desarrolla sobre el más antiguo sistema de riego campesino de la zona, iniciado en 1953.

Considerando un período de riego de 5 a 6 meses (octubre a marzo), con un coeficiente de eficacia de 50%, las necesidades brutas de agua pueden evaluarse según las precipitaciones alrededor de 1 500 a 2 000 m<sup>3</sup> por ha y por mes. En esta hipótesis, y si sólo se utilizan las aguas

de superficie, las áreas susceptibles de próximo uso o en funcionamiento utilizarían la totalidad de los recursos de la opción mínima ( $315 \times 106 \text{ m}^3 \cdot \text{año}^{-1}$ ). Una pequeña parte, correspondiente al drenaje, sería restituida a la red. Incluso con una utilización conjunta de las aguas subterráneas, es probable que los aportes al lago en octubre,  $35 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  para el conjunto de la cuenca, no puedan cubrir las necesidades cada año. Con las mismas bases de cálculo, el conjunto de las superficies irrigables (del orden de 200 000 ha) exigiría, en año seco,  $2 \times 109 \text{ m}^3$ , una parte de la cual sería restituida, pero cerca de 1 billón de  $\text{m}^3$  sería utilizada por las plantas. Este volumen representaría, algunos años, una extracción muy importante frente a los aportes fluviales al lago.

El agua potable regresa en general a la red, después de su uso. Del lado peruano, cementeras, producción térmica y sector agro-alimentario preocupan más por la polución eventual que por la importancia del consumo que inducen. Del lado boliviano, el consumo es rural, industrial (la fábrica de cemento de Viacha), y urbano: 70% del aprovisionamiento de La Paz provienen de la cuenca del lago ( $32 \times 106 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ ) y de bombeos importantes en las capas de la cuenca ( $11 \times 106 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ ). En la parte boliviana de la cuenca, se presentan serios problemas de calidad del agua (Quintanilla *et al.*, 1991, 1995; Camacho & Quintanilla, 1994). Estos autores, a partir de muestras colectadas en el sistema TDPS entre 1989 y 1993, y datos de 30 pozos de la provincia de Aroma, aseveran que (1) la acumulación de metales pesados es un problema en el lago Poopó, (2) el saneamiento a la salida del sistema de desagüe de Oruro es defectuoso (contaminación antrópica), (3) existe contaminación natural (Arsénico, Sílice disuelta, Cloruros, Sulfatos, Sodio, Calcio y Boro) en el Sur de la cuenca, en el área de Oruro y en el área rural (Wolfram, Estaño, Cobalto, Cadmio, Níquel, Antimonio, Plomo).

En aguas superficiales, los valores de estaño ( $0.1$  a  $0.8 \text{ mg.l}^{-1}$ ), de wolfram ( $0.3$  a  $7.2 \text{ mg.l}^{-1}$ ), se hallan por encima del límite apto para consumo humano. Todos los metales pesados hacen el agua de los lagos Uru-Uru y Poopo no apta para cualquier uso. Diversos autores como Quintanilla (1983), Carmouze et. al. (1987), PHICAB-UMSA (1988), PELT (1993), señalan que a medida que las aguas del río avanzan hacia el sur del Altiplano, los contenidos de metales pesados (Cadmio, Plomo, Arsénico, Mercurio, Cobalto, Níquel, etc.) se van incrementando. Así mismo las concentraciones de cloruros, sulfatos y carbonatos de Ca, Mg y Na aumentan paulatinamente desde el lago Titicaca hacia el Poopó, hasta alcanzar aproximadamente 3 g por litro. Este

incremento de las sales en las aguas de la cuenca del Desaguadero, se debe en primer lugar a las formaciones atravesadas por el río. Atraviesa entre los sectores de Aguallamaya y Ulloma una vasta región del terciario, conformada de estratos yesíferos de las formaciones de Jalluma, Pando, Ballivian, Totora, las que luego de su mineralización aportan importantes cantidades de sales de diferentes cationes. Por otro lado, las sales acumuladas en las capas superficiales de los suelos durante la época seca del año son lavadas por las lluvias hacia los ríos y quebradas, acumulándose posteriormente en la parte baja de la cuenca del Desaguadero.

En aguas subterráneas, algunos pozos presentan valores superiores a lo permitido en sulfatos, cloruros, boratos, sodio, fierro. El río Desaguadero no es apto para riego aguas abajo de Calacoto. Es importante subrayar el papel regulador del río Mauri sobre la evolución de la salinidad de la cuenca. En general, las aguas subterráneas muestran mejores características físico-químicas que las aguas superficiales.

### **3.2. Recursos hídricos subterráneos y salinidad**

La salinidad directamente apreciable en el altiplano boliviano es la del salar de Uyuni. Risacher & Fritz (1995) explican que este salar proviene del desecamiento hace diez millones de años de un lago salado de 45 000 km<sup>2</sup> y 80 m de profundidad, llamado lago Tauca. Son una decena de lagos salados que ocuparon el Altiplano central durante el Cuaternario, reflejando las oscilaciones climáticas y los episodios sedimentarios. Antes de proponer manejos actuales de suelos salinos, aguas arriba de este salar, no es inútil tener una comprensión global del origen de la salinidad, en el conjunto del Altiplano y desde el pasado lejano. Datos y simulaciones hidrogeológicas permiten proponer la hipótesis que esta salinidad tiene relación con los mecanismos que vinculan agua subterránea, paleolagos y suelos.

#### **3.2.1. Cambios climáticos y reciclaje durante varios milares de años del cloruro entre lagos y agua subterránea, ejemplo del Altiplano boliviano<sup>1</sup> (A. Coudrain, A. Talbi, E. Ledoux, P. Ribstein, G de Marsily)**

(1) Este texto es la traducción al castellano del artículo publicado en francés en el IAHS redbook:

Coudrain A., Talbi A., Ledoux E., Ribstein P. & de Marsily G., 2000. Contribution of Cl transport modeling to the knowledge of the evolution of hydrological conditions over several thousand years, review and example of the Altiplano. In: Tracers and modeling in hydrogeology (ed. A. Dassargues), Liège, Belgique, 23-26 mai, IAHS Pub. 262, 409-416.

Esta investigación contó con el apoyo financiero del CNRS, del IRD-Orstom y, en Bolivia, del Programa Nacional de Investigación en Hidrología. Los autores agradecen al Centro Nacional de Investigación Geodinámica de Thonon (France) y a las instituciones bolivianas SENAMHI e IHH por su contribución en la adquisición de datos analíticos y de campo.

## **Introducción**

Las cuencas endorreicas no tienen exotorio hacia el océano y se hallan sobre todo en las zonas áridas. Presentan un punto bajo ocupado por un lago o una costra de sal. Un trabajo de síntesis (Langbein, 1961) muestra que la salinidad de los lagos de dichas cuencas es notablemente inferior al valor estimado, teniendo en cuenta el aporte de sal acumulada desde su origen. Según

la explicación presentada por Rogers & Dreiss (1955), la sal se infiltra hacia el medio subterráneo durante las fases de alto nivel de agua del lago. Por otra parte, se admite que el funcionamiento general en período seco es el siguiente: infiltración de agua dulce en las zonas de piedemonte, evaporación y acumulación de sal cerca del punto bajo de la cuenca que tienen como consecuencia la formación de células convectivas (Duffy & Al-Hassan, 1988). Existen varios estudios sobre la caracterización de estas células y la localización del límite entre agua dulce y agua salada, el mismo que depende de las condiciones climáticas (e.g. Fan *et al.*, 1997).

El presente estudio trata sobre la cuenca del Altiplano que cubre 190 000 km<sup>2</sup> del medio andino. Esta meseta alta está situada entre cordilleras que culminan a más de 4 500 m.s.n.m (Figura 1) y comprende varios relieves internos. Se puede dividir esta cuenca endorreica en dos subcuenca, la del lago Titicaca al norte y la del salar de Uyuni al sur. La subcuenca sur fue cubierta en gran parte por el paleolago Tauca hace alrededor de 12 000 años (12 ka A.P.). El estudio abarca 3 550 km<sup>2</sup> de una zona aguas arriba de esta subcuenca sur, donde se consiguieron numerosos datos hidrogeológicos que proporcionaron la materia para una modelización del transporte del cloruro durante 11 000 años.

### **Funcionamiento hidrogeológico actual**

El acuífero estudiado (Figura 3.1) está formado esencialmente de sedimentos fluviolacustres subhorizontales del Cuaternario. Se limitó la zona de estudio a 3 550 km<sup>2</sup>, sobre los cuales fueron obtenidos los datos. El límite rectilíneo del sur es artificial. Los demás límites externos del área corresponden al contacto con relieves constituidos de rocas más antiguas de escasa permeabilidad. El río Desaguadero es el único efluente del lago Titicaca y constituye un límite hidráulico del acuífero estudiado. La lluvia anual es del orden de los 350 mm y se concentra entre diciembre y febrero. La evaporación potencial anual de una superficie de agua libre es del orden de los 1 500 mm (Vacher *et al.*, 1994). La profundidad de los pozos en la capa freática varía entre 20 m y 80 m. Se nivelaron cuarenta y seis de ellos a fin de obtener una precisión de algunos decímetros para la piezometría.

Se ha realizado una modelización hidrogeológica con el modelo NEWSAM (Ledoux & Levassor, 1993) para dar cuenta del funcionamiento actual de la capa freática. En zona árida el flujo evaporatorio a partir del acuífero (Figura 3.2) puede ser descrito por la siguiente relación (Coudrain-Ribstein *et al.*, 1998) introducida en el modelo:

$$E = 65 (\pm 7) Z^{-1.5} \quad (1)$$

Con valores de transmisividad de  $5 \times 10^{-4}$  a  $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , los términos del balance establecido por la modelización son: infiltración cerca de los piedemonte de  $24 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$ , alimentación neta por el Desaguadero de  $18 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$ , flujo evaporatorio a partir del acuífero de  $29 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$ , flujo hacia el sur de  $13 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$ .

### Concentración en cloruro

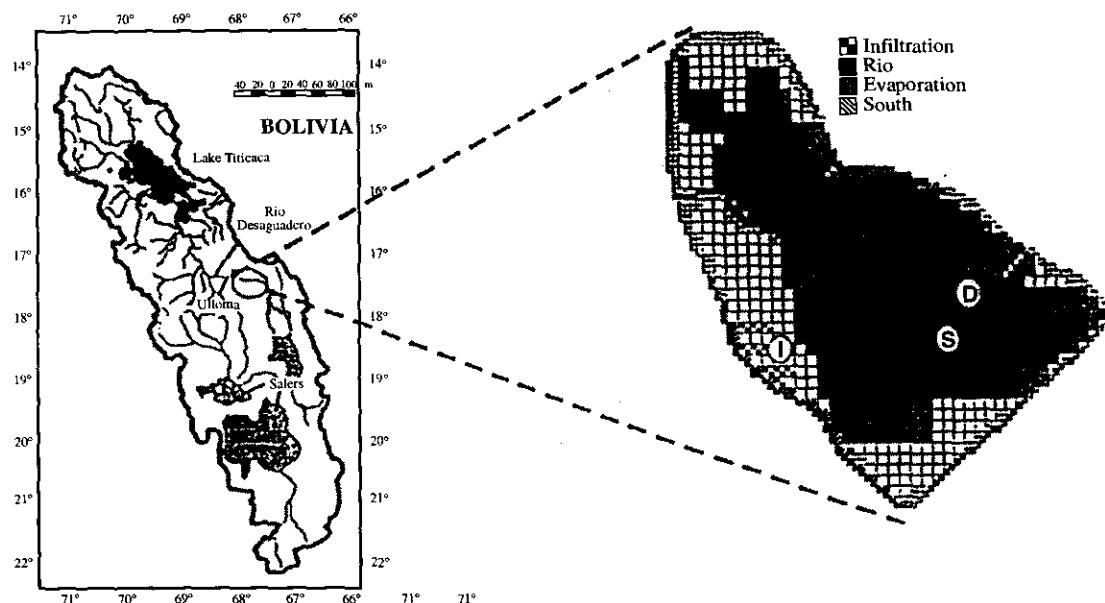
La concentración en cloruro del agua subterránea varía en el espacio. Es del orden de la de la lluvia cerca de las zonas de infiltración ( $0.5 \text{ mmol l}^{-1}$ ) y del orden de la del Desaguadero cerca de este río ( $10 \text{ mmol l}^{-1}$ ). En cambio, existe una zona de agua salada en la capa en el sector sureste con concentraciones de  $20$  a  $165 \text{ mmol l}^{-1}$ . Además, los suelos son muy salados al este de la zona de estudio por ambos lados del Desaguadero, como lo muestran las imágenes LANDSAT y SPOT de 1991 y las extracciones de muestras en la zona no saturada ( $10$  a  $20 \text{ kg de Cl m}^{-2}$ ).

La concentración de Cl del paleolago Tauca hace 12 000 años y para una altitud del nivel de agua del orden de los 3 760 m, puede ser estimada en unos  $20 \text{ g l}^{-1}$ , según los balances de sales de los salares (Risacher & Fritz, 1991).

### Condiciones hidrológicas durante el holoceno

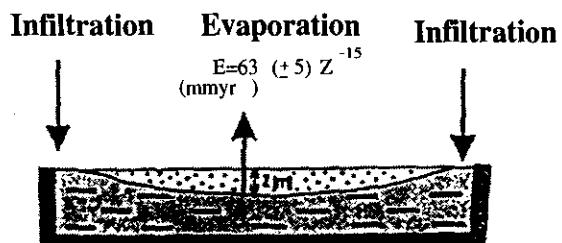
La última fase lacustre Tauca duró varios miles de años y presentó su máximo nivel de agua alrededor de los 3 760 m, hace 12 000 años (Bills *et al.*, 1994; Seltzer *et al.*, 1995; Servant *et al.*, 1995; Mourguia *et al.*, 1997; Sylvestre *et al.*, 1999). La mayor parte de la zona de estudio tiene una altitud comprendida entre 3 760 m y 3 700 m y fue cubierta muy probablemente por el lago Tauca. Hace alrededor de 11 ka A.P., el lago en fase de desecación ya no cubría esta zona.

Se ha utilizado la evolución de los niveles del lago Titicaca para reconstituir la evolución de las lluvias en 11 ka (Figura 3.3). Actualmente, son de  $750 \text{ mm an}^{-1}$  en la cuenca del Titicaca en su conjunto. Según esta reconstitución habrían sido de  $20 \pm 2\%$  inferiores durante el período árido de 10 ka a 4 ka A.P. (Talbi *et al.*, 1999), teniendo en cuenta niveles del lago de 50 a 100 m más bajos que actualmente (Cross *et al.*, 2000). Al tener el lago Titicaca un nivel por debajo de los 3 804 m entre 10 y 2 ka A.P., el Desaguadero no era alimentado por el lago cuyo nivel de agua era más bajo que el límite de desagüe (Mourguia *et al.*, 1997).



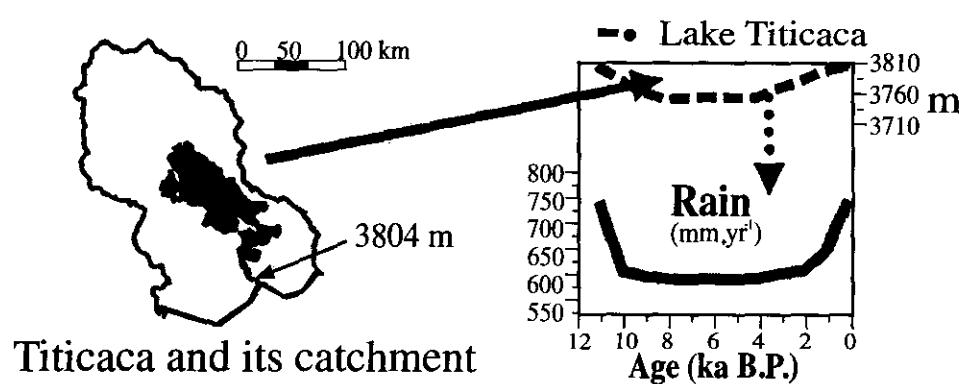
**Figura 3.1. Zona estudiada en el Altiplano boliviano (Coudrain *et al.*, 2001)**

La zona de estudio cubre 3,550 km<sup>2</sup> al Norte de la sub-cuenca Sur del Altiplano. El Desaguadero es el único efluente del lago Titicaca y el único flujo superficial permanente, en las condiciones hidrológicas actuales, que atraviesa la zona en estudio. Están localizadas las mallas (S), (D), (I) del acuífero.

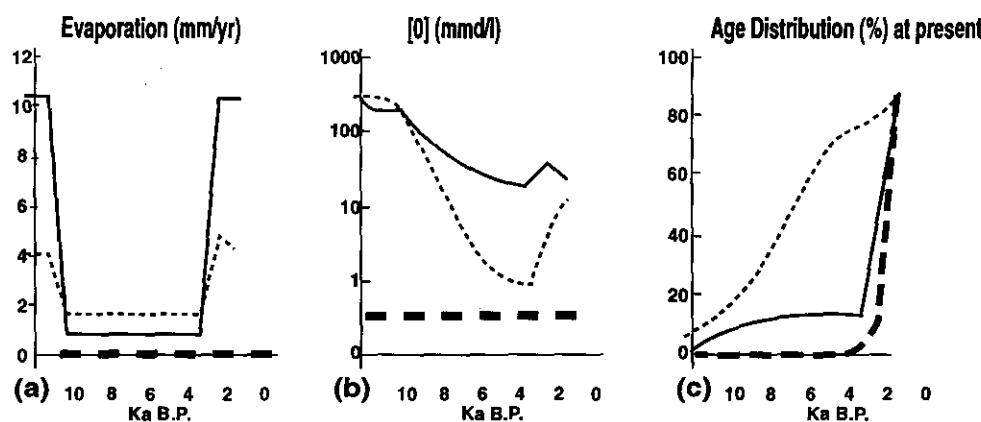
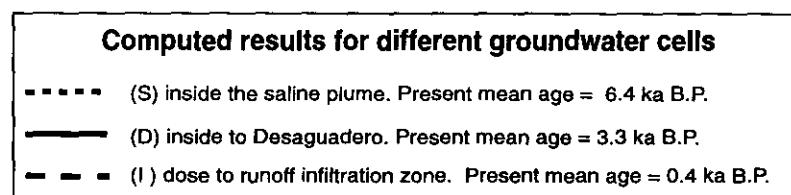


**Figura 3.2. Flujos de evaporación e infiltración (Coudrain *et al.*, 2001)**

En zona arida, las napas freáticas están alimentadas por infiltración del escurrimiento a través de superficies reducidas, en los bordes del acuífero. El principal flujo que sale está relacionado a la evaporación que concierne a las superficies cuyo nivel de agua queda a menos de 20 metros debajo de la superficie del suelo.



**Figura 3.3. Evolución de los niveles del lago Titicaca (Coudrain *et al.*, 2001)**  
La evolución de los niveles de agua del lago Titicaca permite de calcular las precipitaciones durante el Holoceno sobre el conjunto del sub basín Norte del Altiplano



**Figura 3.4. Resultados del modelaje transitorio en 11000 años (a) de los flujos de agua, (b) del cloruro, (c) de la edad (Coudrain *et al.*, 2001)**  
La situación de las mallas (S), (D), e (I) del acuífero en la figura 1. Desde el presente, la edad media del agua en estas tres mallas es, respectivamente de 6400 años, 3300 años y 400 años

## Modelización transitoria durante 11 000 años

Las modelaciones de flujo de agua y de elementos químicos en la capa freática fueron realizadas en transitorio para 11 000 años. Estas modelaciones utilizan las condiciones en los límites reconstituidas para el pasado, basadas en el conocimiento del funcionamiento actual, o sea: (a) las condiciones iniciales (11 ka A.P.) corresponden al comienzo del período postlacustre con concentraciones en cloruro en el agua subterránea de alrededor de  $10 \text{ g l}^{-1}$  debajo del antiguo lago; (b) el Desaguadero es considerado seco de 10 a 2 ka A.P.; (c) desde 11 ka A.P., las zonas de infiltración y las concentraciones que se les asignan son las mismas que para el periodo actual, pero las cantidades infiltradas evolucionan en el tiempo proporcionalmente a las lluvias reconstituidas en la cuenca del Titicaca.

Se ha fijado el espesor del acuífero en 100 m aguas arriba y en 50 m aguas abajo, según las prospecciones geoeléctricas y los primeros resultados de prospección TDEM (Guérin *et al.*, 1999). Se ha escogido el valor de la porosidad en 0,35, según los datos granulométricos.

Los valores iniciales de concentración de cloruro son de  $0,5 \text{ mmol l}^{-1}$  cerca de las zonas de piedemonte y de  $280 \text{ mmol l}^{-1}$  más allá. Así, la simulación comienza con un contenido de 500 millones de toneladas de cloruro en solución en el acuífero y ninguna cantidad de cloruro en la zona no saturada que está encima del acuífero.

La modelización se efectúa al paso de tiempo anual en 11 000 años. En cada paso de tiempo se resuelven tres ecuaciones. La primera simula los flujos de agua con una sucesión en régimen casi permanente correspondiente a las condiciones del paso de tiempo considerado. La segunda simula la convección en régimen transitorio del cloruro en solución y calcula el flujo de cloruro hacia la zona no saturada. La tercera permite calcular la edad promedio del agua desde su infiltración. Esta última ecuación presentada en Goode (1996) ha sido agregada al modelo hidrogeológico NEWSAM.

Los resultados muestran que durante la fase árida entre 10 ka A.P. y 2 ka A.P. el nivel piezométrico baja y el flujo evaporatorio disminuye. Así, para la malla D situada en el centro de la zona de estudio, este flujo pasa de  $12 \text{ mm an}^{-1}$  en 10 ka A.P. a menos de  $2 \text{ mm an}^{-1}$  en 2 ka A.P., debido al hundimiento de la superficie libre de la capa (Figura 3.4a).

La modelización del transporte de cloruro muestra que al final del período árido sin caudal en el Desaguadero en 2 ka A.P., la nube de agua salada fue empujada hacia el límite oriental de la zona de estudio. Esto se debe a que la infiltración es mayor en el borde oeste que en

los piedemonte norte y este. Cuando empezó a fluir nuevamente el agua en el Desaguadero, las direcciones de los flujos cambiaron notablemente y empujaron en la orilla derecha la nube salada hacia el sur. Esto explica el incremento de concentración después de 2 ka A.P. de las mallas D y S (Figura 3.4b).

Se efectuaron controles de la influencia de los parámetros (porosidad, espesor y concentración inicial) sobre los resultados de las simulaciones en intervalos verosímiles. En todos los casos los resultados calculados comparados a las observaciones muestran concentraciones en el acuífero demasiado bajas y cantidades de cloruro acumuladas en la zona no saturada demasiado fuertes. Por lo tanto, es posible que haya habido lluvias intensas durante el período de subida de 50 m del nivel de agua en el lago Titicaca, alrededor de 2 ka A.P. Esas lluvias probablemente permitieron la lixiviación de la sal acumulada en la zona no saturada y el retorno del cloruro desde el suelo hacia el agua subterránea. Tomando en cuenta este fenómeno en la simulación, los cálculos arrojan al actual 100 M toneladas en el agua subterránea y 150 M toneladas en el suelo no saturado. En 11 000 años, sólo la mitad del cloruro inicialmente presente se habría ido de la zona de estudio hacia otra más abajo.

Los resultados de la modelización de la edad de las aguas subterráneas muestran que en la nube de agua salada el agua tiene una edad promedio de varios miles de años. Las mallas S y D tienen una edad promedio de 6 400 años y de 3 300 años y contienen cerca de un 20% de agua infiltrada hace más de 10 000 años (Figura 3.4c).

## Conclusión

El funcionamiento propuesto para explicar la evolución espacial de la concentración de cloruro en el acuífero del Altiplano aclara el mecanismo general de reciclaje de un elemento soluble en una cuenca endorreica. En fase lacustre, la totalidad de la superficie cubierta por el lago está sujeta a la percolación (difusión y convección) de soluciones saladas de la superficie hacia el medio subterráneo. Durante la desecación del lago, las sales que se quedaron en el agua de superficie se concentran alrededor del punto bajo de la cuenca.

En fase árida, las infiltraciones hacia el medio subterráneo presentan concentraciones de bajas a medianas, limitándose a las zonas de piedemonte y de escorrentías permanentes. Muy progresivamente, la convección subterránea rechaza el agua salada hacia el punto bajo. En cuencas de varias decenas de kilómetros este fenómeno puede durar varios miles de años. Cerca

del punto bajo los flujos, tanto superficiales como subterráneos, continúan alimentando esta zona con sales disueltas que se evaporan y se acumulan en forma de costra. Además, en la cuenca en su conjunto donde la capa de agua subterránea no es muy profunda, es decir, a menos de veinte metros bajo el nivel del suelo, el flujo ascendente evaporatorio acumula sales provenientes del acuífero en la zona no saturada. Si ocurren períodos cortos de fuerte pluviometría, aunque insuficientes como para formar un lago, ocasionan una lixiviación y el retorno de las sales del suelo hacia el medio subterráneo. Así, resulta importante considerar la evaporación de los acuíferos en medio árido, no sólo para comprender la dinámica del agua sino también la de las sales.

### **3.2.2. Localización, caracterización y extracción de los acuíferos en Villaroel (A. Coudrain & R. Ledezma)**

#### **Localización**

La geomorfología de la provincia G. Villaroel es una primera llave para entender la circulación del agua y la localización de los acuíferos.

- La llanura de inundación Sur desempeña el papel de transmisor del importante flujo subterráneo que desciende de la Serranía de Huayllamarca. Los riachuelos que bajan de esta cordillera han tenido una energía cinética suficiente para penetrar con material aluvial grueso hasta el mismo río Desaguadero. En esta zona, las poblaciones se han asentado preferentemente a lo largo de los principales paleocauces: Chojña hasta San Miguel y Villa Manquiri hasta Puerto Capitán Castrillo. En esta llanura de inundación Sur, los acuíferos colgados son de mucho mayor salinidad que los acuíferos situados por debajo del nivel freático regional y corresponden a la clase química clorurada sódica. Los acuíferos de paleocauces tienen agua potable de clase carbonatada mixta y mixta cálcica (ex. San Miguel). Los suelos situados en la llanura aluvial inundable pertenecen a las series Unupata, Huarajpampa, Caya Churu y los de la llanura aluvial no inundable a las series Laimini, Tholar, Manquiri.

- El piedemonte de Villaroel, constituido por Villa Manquiri (subzona norte), Chojña (subzona central) y Papel Pampa (subzona sur), es una zona de baja conductividad y alta permeabilidad donde se estima que 37 millones de metros cúbicos de aguas subterráneas se transmiten anualmente por el piedemonte Villarreal hacia la llanura de inundación sur y el río Desaguadero. El flujo subterráneo, por atravesar los sedimentos de las formaciones Totora y Umala, se ha cargado en sulfatos, carbonatos y calcio, con un contenido de sodio que va incrementándose hacia el Sur (Papel Pampa). Este último se encuentra en la clase química de sulfatada cálcica, con una calidad del agua para riego clasificada como C2S1.

### **Caracterización**

El altiplano es una zona endorreica donde todo el agua se evapora debido a una ETP alta y una alta capacidad de retención de los suelos. No hay infiltración superficial ni profunda que permita llevar la sal hasta el acuífero, no hay drenaje y la sal se queda en los primeros metros de suelo. Las sales que se quedan en la zona no saturada no provienen de la infiltración sino de la evaporación. En Villarreal, 6 mm por año se evaporan del acuífero, situado a 6 metros de profundidad. El análisis de cloruro e isótopos O18 en la zona saturada demuestra que hay evaporación pero no hay infiltración. La sal se queda entonces en la zona no saturada ( $18 \text{ kg cloruro/m}^2$ ) en los 6 metros de profundidad. Esta acumulación corresponde a 13 metros de evaporación del acuífero sin lixiviación hasta el acuífero. La presencia de cloruro isótopos a más de 2 metros, en el nivel de arcilla, indica la última inundación del río Desaguadero en 1984. Con la inundación por el río Desaguadero en 1984, la sal ha lixiviado hasta el nivel de arcilla pero no hasta el acuífero, entonces se ha quedado en el suelo. En el caso de los piedemontes de Huañamarca, el agua de los ríos cargada en sulfato de calcio ha dejado yacimientos de yeso (Tihuacalle Sancari) y sales disueltas.

La escorrentía se concentró en los ríos, provocando erosión en la formación Umala impermeable, pero sin infiltración. Las sales disueltas en el terciario de Umala se acumulan en la zona de inundación de los ríos y se infiltra en las arenas de los lechos de los ríos. El agua de la cordillera se infiltra en el piedemonte y no pasa al otro acuífero de la llanura; éste queda dulce hasta 60 m de profundidad. La calidad de las aguas subterráneas depende también de la profundidad y del funcionamiento de los acuíferos.

La profundidad del acuífero ha sido estimada a partir de 150 pozos con 40 m de profundidad como promedio (18 a 60 m). Con una ETP de 1500 mm/año, se calcula una evaporación del acuífero de 6 a 20 mm. Cuanto más profundo se encuentra el acuífero, entre 2 y 6 metros, se evapora menos. Existen acuíferos colgantes con mayor concentración de sales en arcillas del cuaternario lacustre. Otros acuíferos son confinados a 100m de profundidad; no interfieren con la salinidad del suelo. En la parte Oeste de la provincia, la salinidad es baja ( $0.3 \text{ mS cm}^{-1}$ ), por ser una zona de escurrimiento. En la parte este, la salinidad es más fuerte de  $2 \text{ a } 6 \text{ mS cm}^{-1}$ . Aguas arriba de esta zona, la salinidad corresponde a la recarga del desaguadero ( $2 \text{ mS cm}^{-1}$ ). La mayor salinidad de aguas abajo debe corresponder a la antigua recarga por paleo lagos. La fuerte salinidad de las aguas fósiles de la zona Sud-este del acuífero de Villarroel debe ser relacionada con la sucesión de fases climáticas desde que el río Taucá cubría toda la zona.

## Extracción

Riding (1994) construyó en base a los datos de Younger (1992, 1993) un modelo matemático del sistema acuífero de la provincia Villarroel, que permite estimar los volúmenes de aguas subterráneas que se pueden evacuar del acuífero. Se localizaron regímenes de bombeo en dos áreas principales del dominio modelizado, en la zona baja de la provincia (Figura 3.5):

- 1 Area I (Khari, formación Umala). Extracción de  $10\ 000 \text{ m}^3/\text{día}$  en 20 pozos, todos al menos espaciados de 2 km. Por lo tanto, para propósitos de modelaje, cada pozo debería tener un régimen de bombeo de  $500 \text{ m}^3/\text{día}^{-1}$  ( $5.8 \text{ l.s}^{-1}$  con 24 horas de bombeo por día).
- 2 Area II (depósitos fluviales y coluvioaluviales del Oeste y Sur de la falla de Pupusani) y Area III (depósitos eólicos), ambas del Cuaternario. Extracciones de  $25\ 000 \text{ m}^3.\text{día}^{-1}$  en cada zona, en un total de 32 pozos, todos espaciados de por lo menos 2 km. Para propósitos de modelaje, se usaron 20 pozos donde cada pozo tendría un régimen de bombeo de  $1700 \text{ m}^3.\text{día}^{-1}$  ( $19.7 \text{ l.s}^{-1}$  con 24 horas de bombeo por día).

Según el modelo matemático, se puede evacuar del acuífero los volúmenes siguientes de agua subterránea:  $116 \text{ l.s}^{-1}$  en el área I,  $289 \text{ l.s}^{-1}$  en el área II y  $289 \text{ l.s}^{-1}$  en el área III. El modelo obtenido tiene una razonable congruencia con las piezometrías medidas en el campo. La única discrepancia se encuentra en el norte de la región donde la información piezométrica fue solamente aportada por tres pozos para un área de unos  $150 \text{ km}^2$ . La mayoría de los potenciales

modelizados se encuentran dentro del rango de un metro de variación con respecto a las medidas en el campo.

La mayor parte de la recarga se encuentra en las áreas centrales y sudoeste del dominio, con la lineación geológica de Pupusani marcando el límite entre zonas de alta y baja recarga. El flujo regional se establece desde el noroeste hacia el sudoeste del dominio con la lineación geológica de Pupusani marcando la división entre altos flujos en el Oeste y bajos flujos en el Este. Consecuentemente, hay un flujo regional limitado dentro del sector Este del dominio el cual se pone de manifiesto por la falta de transporte de las aguas contaminadas desde la región de alta salinidad en comparación con la región de baja salinidad hacia el Oeste.

En base a los resultados obtenidos en las anteriores simulaciones, se han formulado recomendaciones para la distribución de pozos dentro del área II. Una reducción o cese de los bombeos dentro de un rango de 5 a 10 km del río Desaguadero podría tener un efecto sensible. Por lo tanto se llevó a cabo una simulación basada en esta hipótesis.

Se distribuyeron 20 pozos a través de las regiones centrales y sur de las áreas II y III, más densamente que en simulaciones anteriores. Se contempló todavía un espacio mínimo de 2 km entre pozos y los regímenes de bombeo indicados en las recomendaciones iniciales. La simulación se llevó a cabo usando los mismos parámetros de transporte que en el Área II. No hubo invasión de las concentraciones de cloruros hacia los pozos reubicados durante el periodo de 50 años, las concentraciones de cloruros fueron convertidas a índices de absorción de sodio. Se muestra una región con agua que fluye dentro del rango de bajo a medio riesgo de sodificación (S1 a S2) cerca del río Desaguadero, pero la salinidad no se extiende hasta la región de bombeo.

Una segunda simulación se llevó a cabo para un período de 100 años obteniéndose similares resultados excepto por una invasión de un SAR 0.5 en 97 años. Este valor es insignificante en comparación con las concentraciones existentes.

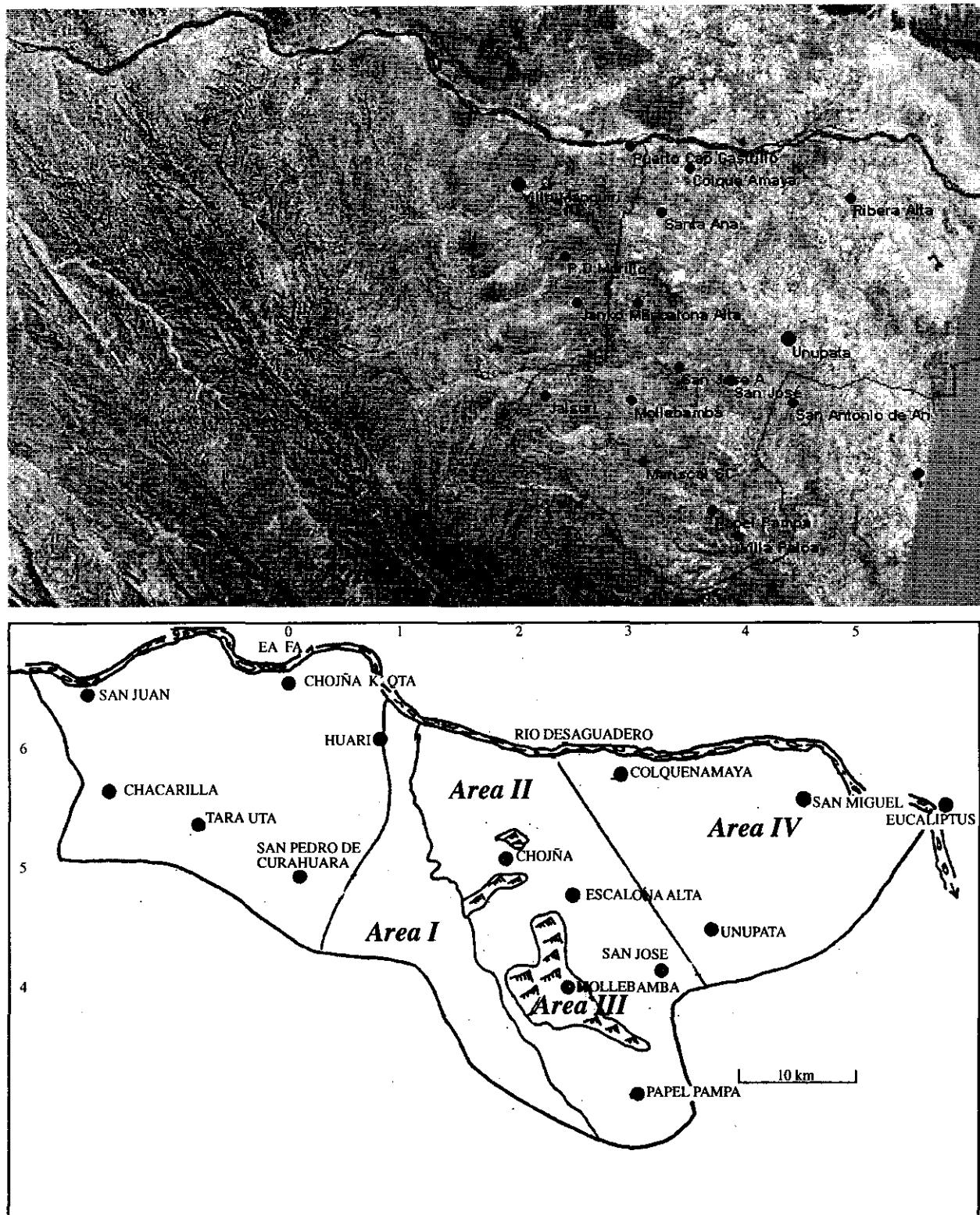


Figura 3.5. Zonificación de zonas hidroestratigráficas en la provincia G. Villarroel (Riding, 1994)

### **Calidad del agua**

Los tipos de aguas subterráneas predominantes, tal como lo demuestran los pozos perforados por Yunta (Cuadro 3.1), son cárnicas-magnésicas-sódicas sulfatadas y/o cloruradas; cárnicas y/o magnésicas cloruradas y/o sulfatadas sódicas. La mayoría de los pozos de la provincia Aroma estuvieron dentro las categorías de salinidad media con peligro de adsorción de sodio bajo (C2S1) y salinidad alta con bajo peligro de adsorción de sodio (C3S1). Sin embargo se nota un incremento de la concentración de sales disueltas en las aguas hacia el sur de la Provincia. llegando a niveles de salinidad alta y peligro de adsorción de sodio alto o muy alto (C3S3 a C4S4). La calidad del agua de los pozos perforados presenta una gran variabilidad en cuanto a su aptitud al riego, incluso mensual (Tabla 1). Pese a estas limitaciones, es una alternativa al uso de aguas superficiales de peor calidad.

Cuadro 3.1. CLASIFICACION PARA RIEGO DE LAS AGUAS DE POZOS PERFORADOS

PTO. DE MUESTREO	CLASIFICACION USDA	SALINIDA EFFECTI. (SE)	SALINID. POTEN. (SP)	CARBONATO SODIO RESIDUAL (CSR)	CLORUROS (Cl)	BORO (B)	FAO			TOXICIDAD						
							BORO (B)	SALINIZA.	INFILTRA.	Na	Cl	B				
Octubre 93																
JANK'O HUICHÍ	C4	S3	NR	NR	B	NR		S	N	S	S	S				
SAN JOSE CENTRO	C2	S1	B	C	B	C	C	L	N-L	N	N	N				
MCAL. SANTA CRUZ	C2	S1	C	C	B	C	C	N	M	N	N	M				
CIRKA CRUZANI	C4	S3-S4	NR	NR	B	NR	NR	S	N	S	S	S				
SAN MIGUEL	C4	S4	NR	NR	B	NR	NR	S	N	S	S	S				
UNION UNUPATA	C4	S2	NR	NR	B	NR	NR	S	N	M	S	S				
UNUPATA	C4	S3	NR	NR	B	NR	NR	S	N	M	S	S				
MOLLEBAMBA	C2	S1	B	B	B	B	C	N	L	N	N	M				
SAN JOSE MICRORIEGO	C3	S1	C	C	B	NR	C	M	N	N	N	M				
ESCALONA ALTA	C3	S1	C	C	B	C	C	M	N	L	N	M				
Noviembre 93																
SAN JOSE CENTRO	C2	S1	B	B	B	C	C	L	N-L	N	N	S				
SAN MIGUEL	C4	S3	NR	NR	B	NR	NR	S	N	S	S	S				
JANK'O HUICHO	C4	S3	NR	NR	B	NR	NR	S	N	S	S	S				
CIRKA CRUZANI	C4	S3	NR	NR	B	NR	NR	S	N	S	S	S				
MCAL. SANTA CRUZ	C2	S1	B	B	B	B	NR	N	M	N	N	S				
Diciembre 93																
SAN MIGUEL	C4	S1	NR	?	B	?	NR	S	N	N	N	S				
JANK'O HUICHÍ	C4	S1	NR	?	B	?	NR	S	N	N	N	S				
CIRKA CRUZANI	C4	S1	B	?	B	?	C	S	N	N	N	S				
SAN JOSE CENTRO	C2	S1	C	?	B	?	C	N	L-M	N	S					
MCAL. SANTA CRUZ	C3	S2	NR	?	B	?	C	N	M	N	S					
Enero 94																
MCAL. SANTA CRUZ	C4	S1	B	B	B	B	C	N	M	N	N	N				
RIVERA BAJA (SAN MIGUEL)	C3	S2	NR	NR	B	NR	C	S	N	S	S	M				
CIRKA CRUZANI	C4	S4	NR	NR	B	NR	NR	S	N	S	S	S				
JANK'O HUICHO	C4	S3	NR	NR	B	NR	C	S	N	S	S	N				
SAN JOSE CENTRO	C3	S2	NR	NR	B	C	B	N	L	N	N	N				
Febrero 94																
CIRKA CRUZANI	C2	S2	NR	NR	B	NR	C	N	S	S	S	N				
JANK'O HUICHÍ	C2	S2	NR	NR	B	NR	C	N	S	S	S	N				
SAN JOSE CENTRO	C2	S1	C	C	B	NR	B	N	M	M	M	N				
MCAL. SANTA CRUZ	C4	S3	C	C	B	NR	C	S	N	S	M	M				
SAN MIGUEL	C2	S1	C	C	B	C	C	N	M-S	M	M	N				
CLASIFICACION MEXICANA		CLASIFICACION SISTEMA FAO			CLASIFICACION DEL USDA											
B	BUENA	N	NORMAL			C1	BAJA SALINIDAD			S1	BAJO CONTENIDO DE SODIO					
			L	LIGERO			C2	MEDIA SALINIDAD			S2	MEDIO CONTENIDO DE SODIO				
C	CONDICIONADA		M	MODERADO			C3	ALTA SALINIDAD			S3	ALTO CONTENIDO DE SODIO				
	NO RECOMENDABLE			S	SEVERO			C4	MUY ALTA SALINIDAD			S4	MUY ALTO CONTENIDO DE SODIO			

Fuente : Provincia Gualberto Villarroel (Ledezma, 1995)

### **3.2.3. Relación entre hidrogeología y salinidad de los suelos en la provincia Aroma**

(M. Flores, D. Hervé, V. Mita)

#### **Introducción**

La provincia Aroma forma parte de la cuenca endorreica del Altiplano Central boliviano. Se encuentra bordeada, al noreste por la Cordillera Oriental y al oeste la Cordillera Occidental formada por estartovolcanes. Presenta depósitos del cuaternario, rocas terciarias, devónicas y silúricas. El cuaternario se caracteriza por depósitos de origen coluvial, aluvial y fluvio-lacustres, conformados por sedimentos finos y poco permeables; el terciario por la predominancia de rocas de composición granodioritas y el devónico y silúrico por la presencia de areniscas, lutitas y limolitas.

Al Sur de Aroma, se hallaron dos sectores de drenaje de las sales acumuladas: el río Desaguadero en el Suroeste de Aroma y el río Kheto en el Sureste. La presencia de series salinas en la cabeza de la cuenca, asociada a zonas de inundación río abajo, aumenta fuertemente la salinidad de las aguas subterráneas en la parte Sur-Este de la cuenca. Sin embargo, en las series del Cuaternario, más arriba de las zonas de inundación, en la región de Patacamaya donde pasa el río Kheto (Guyot & Gumiell, 1990), parecen existir recursos hídricos de buena calidad.

El clima es semiárido a árido con invierno seco y frío. La precipitación media anual varía entre 300 y 600 mm y es excedida por la ETP. La temperatura media anual es de 9 °C. Estas condiciones de clima son muy adversas para la producción agrícola, que se ve aún más afectada cuando existen problemas de salinidad (agua y/o suelo).

El objetivo del presente trabajo es determinar los factores que influyen en la salinidad de los suelos en la Provincia Aroma a partir de un inventario de pozos de agua subterránea y superficial, y de datos geológicos.

#### **Pozos y fuentes de agua evaluados**

Para el presente estudio se realizaron trabajos de campo con personal de la Cooperación Francesa (IRD, ex ORSTOM) y de la Universidad Mayor de San Andrés (La Paz) entre los meses de septiembre de 1990 y marzo de 1991. Fueron inventariados 141 puntos con datos de

conductividad eléctrica entre los cuales 79 pozos de agua para uso doméstico, 13 pozos de agua para microriego y 49 fuentes de agua superficial. Se tomaron 33 muestras de agua para análisis químico en el laboratorio del Instituto de Ecología de la UMSA. Con los datos disponibles se efectuó la clasificación de aguas según el diagrama de U.S. Salinity Laboratory Staff (1954). En gabinete se elaboró un mapa de CE (Figura 3.6), que fue sobrepuerto al mapa geológico de la Provincia Aroma (Figura 3.7), con el objetivo de establecer si existe una relación entre la conductividad del agua y las formaciones geológicas. Adicionalmente se revisó datos existentes sobre suelos que podrían tener problemas de salinidad y/o sodicidad en la zona.

### **Relación de la salinidad con el Cuaternario**

Un análisis espacial del mapa de CE muestra que en dirección Norte-Sur el primer punto donde se aprecia valores altos de CE ( $1.9 \text{ dS.m}^{-1}$ ) es en el río Kheto en la localidad de Viscachani. Este punto está dentro de material cuaternario aluvial. La concentración de sodio varía entre 29 y  $42.81 \text{ mg.l}^{-1}$  según la época, el calcio entre 33.50 y 39.50  $\text{mg.l}^{-1}$ . El SAR aj.<sup>1</sup> es de 1.86. Estas aguas son utilizadas para riego y su clasificación (C3S1) muestra un alto riesgo de salinidad y bajo de sodicidad. Los suelos presentan un drenaje lento y se reporta la existencia de suelos salinos y salino-sódicos.

Hacia el Sur, se tiene las comunidades de Churrillanga y San José de Llana, donde las aguas subterráneas inventariadas presentan una CE cercana a los  $2.0 \text{ dS.m}^{-1}$ . Los puntos se localizan sobre depósitos fluvio lacustres y terrazas aluviales. Las concentraciones de sodio varían entre 35.20 y  $45.22 \text{ mg.l}^{-1}$  según la época. El calcio está entre 74.40 y 88.00  $\text{mg.l}^{-1}$ . El SAR aj. es de 1.99. Se trata de aguas con alto riesgo de salinidad y bajo en sodicidad (C3S1). En San José de Llana los suelos son poco desarrollados con perfil AC y ABwkC, unos son salinos y otros salino-sódicos. La napa freática está entre 1.40 y 2.30 m de profundidad (Flores, 1994).

<sup>1</sup> El SAR aj. es el índice SAR ajustado desarrollado por Rhoades (1972):  $\text{SAR aj.} = \text{SAR} [1 + (8.4 - \text{pHc})]$   
 $\text{pHc} = (\text{pk}'_2 - \text{pk}'_c) + \text{p(Ca} + \text{Mg}) + \text{p(AIK)}$ ;  $(\text{pk}'_2 - \text{pk}'_c)$  se expresa en función de la suma de las concentraciones de  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{Na}^+$ , expresadas en meq/l;  $\text{p(Ca} + \text{Mg})$  se obtiene en tablas en función de la suma de concentraciones de  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{Mg}^{++}$  y  $\text{p(AIK)}$  en función de la suma de concentraciones de  $\text{CO}_3^{2-}$  y  $\text{CO}_3\text{H}^-$ , expresadas en meq/l. Se interpreta el valor del SAR ajustado, teniendo en cuenta la conductividad eléctrica expresada a  $25^\circ\text{C}$  en micromhos/cm.

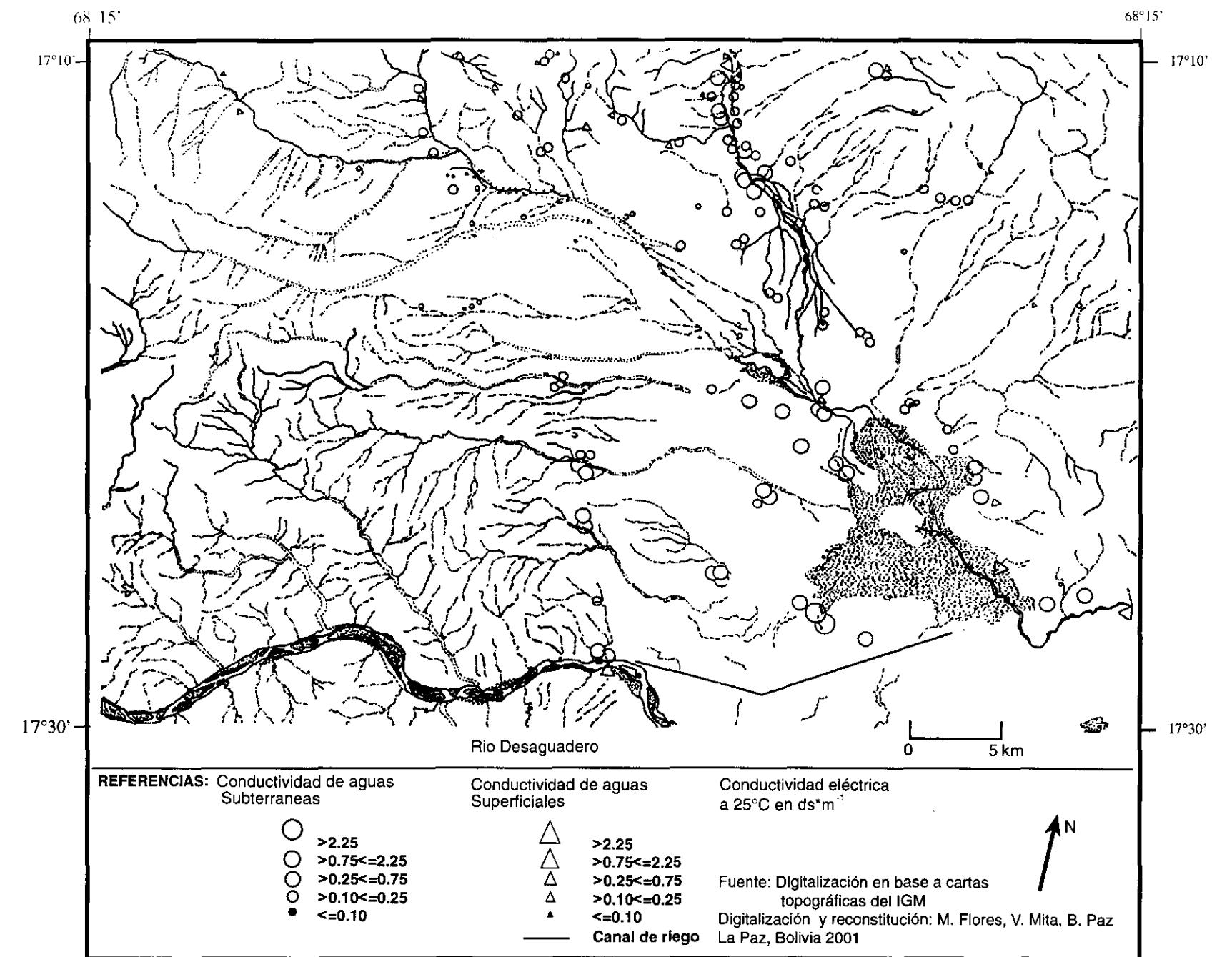
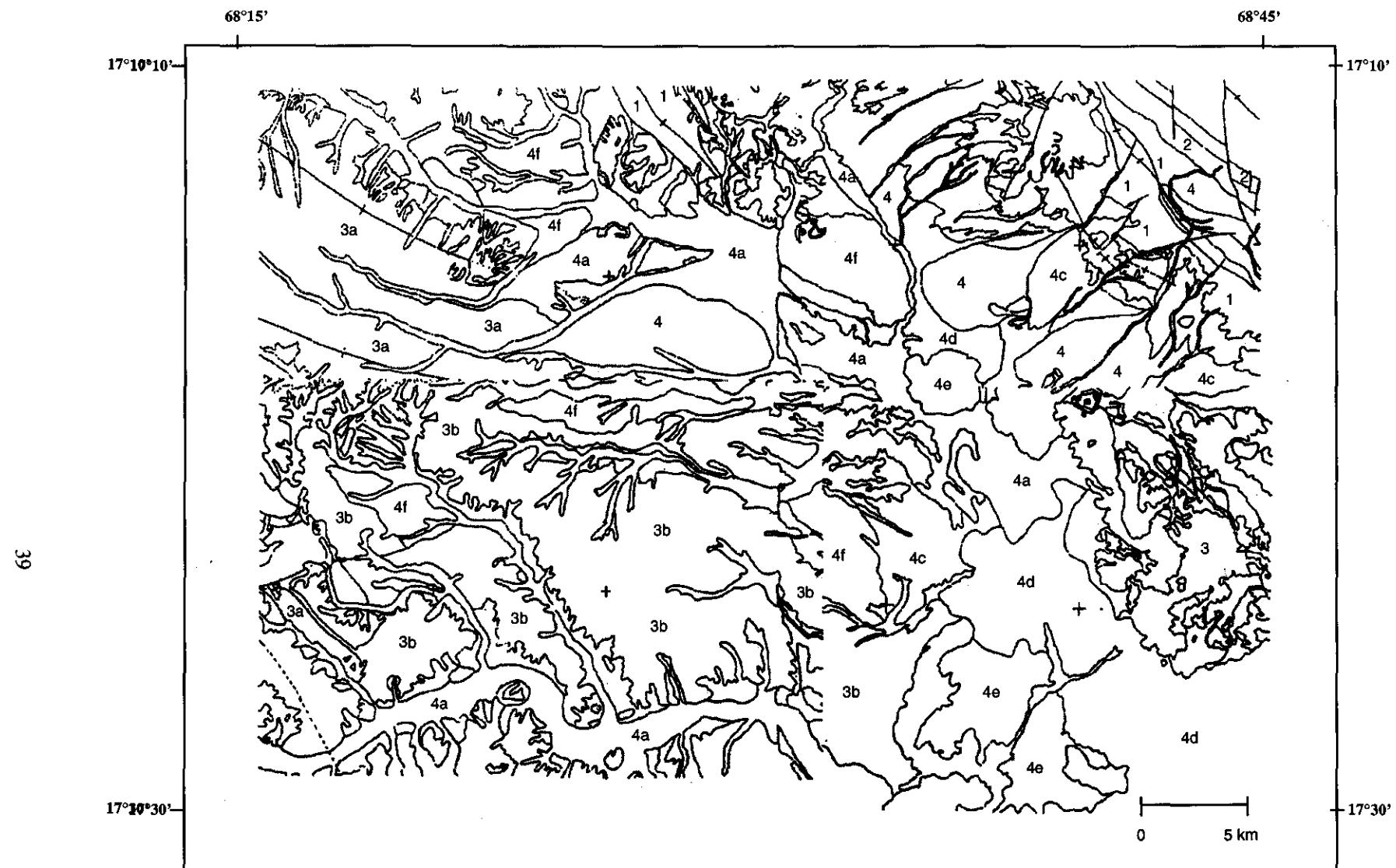


Figura 3.6. Mapa de conductividad eléctrica provincia Aroma (Flores, Mita & Paz, 2001)



**REFERENCIAS:**

1: Silúrico	4a: Cuaternario aluvial
2: Devónico	4b: Cuaternario coluvio aluvial
3: Terciario	4c: Cuaternario coluvio fluvial
3a: Terciario Topohoco	4d: Cuaternario lacustre
3b: Terciario Umala	4e: Cuaternario fluvio lacustre
4: Cuaternario	4f: Cuaternario Terrazas

Fuente: Digitalización en base a mapa  
geológico de D. Gumiel  
Digitalización y reconstitución: M Flores, V. Mita, B. Paz  
La Paz, Bolivia, 2001



Figura 3.7. Mapa geológico, provincia Aroma (Flores, Mita & Paz, 2001)

Muy cerca del río Desaguadero, en la comunidad de Huari Belen, las aguas subterráneas presentan una CE que varía entre  $0.78$  y  $1.1\text{dS.m}^{-1}$  en material coluvio aluvial. El sodio varía según la época entre  $26.61$  y  $28.80 \text{ mg.l}^{-1}$ . El calcio entre  $85.80$  y  $88.80 \text{ mg.l}^{-1}$ . El SAR es de  $1.44$ . Son aguas con peligro medio a alto de salinidad y bajo de sodicidad (C2,C3-S1). Los suelos son moderadamente bien drenados y de carácter salino y salino-sódico.

El río Desaguadero constituye una fuente de riego para muchas comunidades. En el punto próximo a la comunidad de Chilahuala, la conductividad eléctrica del río es de  $2.2 \text{ dS.m}^{-1}$ , representando un riesgo alto a muy alto de salinidad.

El principal canal de riego del río en tres puntos de su extensión de Oeste a Este presenta una CE que varía entre  $1.9$  y  $2.0 \text{ dS.m}^{-1}$  y un SAR entre  $5.47$  y  $6.70$  (trayecto entre el río Desaguadero y la comunidad de Thola Huancaroma). Estadísticamente existe un efecto significativo de la utilización de estas aguas de riego sobre el aumento de la CE,  $\text{Na}^+$  y  $\text{Ca}^{++}$  intercambiable, SAR y ESP cuando se compara parcelas irrigadas y no irrigadas con cultivo de alfalfa (Flores, 1994).

El punto con mayor CE se encuentra en el extremo sur-este de la provincia, en las aguas del río Kheto. La CE medida fue de  $8.2 \text{ dS.m}^{-1}$ . El sodio es de  $1073 \text{ mg.l}^{-1}$ . El calcio  $74 \text{ mg.l}^{-1}$  y el SAR aj. es de  $11.03$ . Son aguas con muy alto peligro de salinidad y alto peligro de sodicidad.

Un análisis de frecuencia muestra que de 50 puntos de muestreo que presentan  $\text{CE} \geq 0.75 \text{ dS.m}^{-1}$ , 38 puntos (76%) están situados sobre formaciones del cuaternario.

En la parte Este de la provincia Aroma, donde predominan las rocas del Terciario, Devónico y Silúrico (con algo de Cuaternario), la CE varía entre  $0.12$  y  $0.65 \text{ dS.m}^{-1}$ . El sodio entre  $12.98$  y  $22.91 \text{ mg.l}^{-1}$ . El SAR es de  $1.02$ . Son aguas del tipo C1S1 con bajo peligro de salinidad y sodicidad, aptas inclusive para consumo humano. Al momento del inventario las aguas de esta zona eran tanto de uso doméstico como de riego. Los reportes consultados indican que los suelos son moderadamente bien drenados con presencia de sodio en algunos de los perfiles analizados.

La parte Oeste, donde prevalecen las rocas terciarias (formación Topohoco y Umala) con algo de cuaternario, presenta aguas subterráneas con  $CE \leq 0.75 \text{ dS.m}^{-1}$ . A lo largo de la formación Topohoco se midieron conductividades inclusive menores a  $0.1 \text{ dS.m}$  como refleja la CE en pozos de la comunidad del mismo nombre. El drenaje de los suelos varía de bien a imperfectamente drenados. La salinidad también es variable, ya que existen perfiles no salinos, salino y salino-sódicos.

En el contacto de las formaciones Topohoco y Umala la CE es menor a  $0.25 \text{ dS.m}^{-1}$ . Llegando a la comunidad de Umala en el límite entre el conglomerado Terciario, Cuaternario terraza y Cuaternario aluvial, la CE aumenta considerablemente. Las aguas subterráneas presentan conductividades entre  $0.73$  y  $2.3 \text{ dS.m}^{-1}$ . El sodio varía entre  $57.42$  y  $122 \text{ mg.l}^{-1}$ . El calcio entre  $93$  y  $222 \text{ mg.l}^{-1}$ . El SAR aj. entre  $2.87$  y  $4.35$ . Son aguas de calidad C2S1 y C4S2 es decir, con peligro medio a muy alto de salinidad y bajo a medio de sodicidad.

### **Conclusión**

Los pozos de aguas subterráneas inventariados en depósitos del cuaternario son los que presentan en su mayoría porcentual problemas de salinidad ( $CE > 0.75 \text{ dS.m}$ ). Algunos de estos pozos presentan  $CE > 2.25 \text{ dS.m}$ , lo que muestra que son aguas no aptas para el consumo humano ni para la agricultura. Los perfiles consultados indican una mayor presencia de suelos salinos y/o salino sódicos en este tipo de sedimentos.

Se puede apreciar un cierto incremento del gradiente de salinidad en sentido Norte-Sur sobre el Cuaternario. Así mismo se observa una mayor frecuencia de puntos con CE entre  $0.75$  y  $2.25 \text{ dS.m}$  tanto en aguas subterráneas como superficiales en la parte Sur con relación a la parte Norte de la provincia. Los ríos Desaguadero y parte del río Kheto presentan en su parte Sur aguas que no son aptas para el consumo humano ni para el riego.

La salinidad a nivel de suelo se ve acentuada por el déficit hídrico de la zona ( $P < ETP$ ), el drenaje lento de algunos suelos, y la proximidad de la napa freática que en muchos casos es de carácter salino. Las formaciones del Terciario, Devónico y Silúrico presentan aguas de mejor calidad

aptas para el consumo humano y el riego, especialmente en la formación Topohoco de conglomerados. Por otro lado, existe una menor presencia de suelos salinos y/o sódicos.

### **3.2.4. Aguas superficiales y subterráneas en San José de Llanga (Peña y Coudrain, 1995)**

Peña y Coudrain (1995) lograron cuantificar la contribución y calidad respectiva de los recursos superficiales y subterráneos en el caso del cantón de San José de Llanga perteneciente a la provincia Aroma. La precipitación media anual de San José Llanga es de 402 mm anuales, 79% en los meses de noviembre a marzo.

El aforo Río Khora Jauría tiene una cuenca de recepción de 64 km<sup>2</sup> y un lecho constituido de depósitos aluviales. Su restricción para riego es su elevado contenido de material en suspensión (14,545.7 mg/l en enero y 2,1181.2 mg.l<sup>-1</sup> en marzo), pero sin restricción para abreviar el ganado. El caudal mantiene una relación polinomial con la precipitación diaria.

Un canal de riego desde el Desaguadero ha sido construido en 1984 por los habitantes de 4 comunidades, sobre 23 km desde la boca toma en K' ala Umaña hasta la última comunidad que lo utiliza, Huarichullpa. El volumen total que ingresa es 274 l.s<sup>-1</sup> y el volumen al final del canal es 162 l.s<sup>-1</sup>. El tramo de mayor pérdida esta comprendido entre la curva de Umamuya y P'iti (1.95 km) que corresponde a suelos de textura predominante arenosa, donde se pierde 12.8% (23l/s) del caudal inicial. La eficiencia de conducción es de 65.7% hasta la zona irrigada de San José de Llanga (Choconimaya). El nivel freático de la zona irrigada es mínimo el mes de julio, antes de la apertura del canal de riego, y máximo en septiembre debido a la recarga mediante el canal de riego.

En cuanto a la calidad de agua, el mes más crítico es el mes de noviembre, al final de la época seca, por su contenido elevado en sodio y cloruros: no es recomendable para el riego de suelos que tienen su nivel freático cercano a la superficie (1.6m). El agua superficial es de peor calidad que la que viene por el canal de riego.

Se zonifica a la comunidad según la profundidad del nivel de saturación:

Nivel de saturación a menos de 1 metro de profundidad, problemas de drenaje, 226 ha (5%)

Entre 1 y 1.5 m, 12358 ha, 18%

Entre 1.5 y 2 m, 1132 ha, 16%

Entre 2 y 3 m, 1811 ha, 25%

Más de 3m, 2956 ha, 41% cantón (hasta 3.5 m en Anumarca).

El análisis físico-químico de agua de pozos se realizó en noviembre 92 (descarga) y abril 93 (recarga), después de vaciar totalmente los pozos 24 horas antes.

Las zonas de recarga más importantes que tienen menor conductividad eléctrica son aledañas al río Khora Jahuira, luego la de Wilki y por último la de Choconimaya. Las zonas con mayor conductividad son las de Wila Jahuira Pampa hasta con  $30 \text{ mS.cm}^{-1}$  y una zona intermedia en Choconimaya, en el margen izquierdo del río Khora. La profundidad del nivel freático y piezométrico varía de acuerdo a la hidrología superficial, desde 0.6 m hasta 2.6 m en época de descarga (octubre y noviembre) y de 0.3 a 2.5 m en época de recarga (marzo y abril).

Se recomendaría recolectar agua de lluvia en enero-marzo, mediante estanques; usar el mayor caudal de Khora Jahuira en enero, luego que se sedimente el agua del río; revestir el canal para evitar pérdida por infiltración y contaminación de los acuíferos freáticos.

### **3.3.Calidad del agua con fines de riego (V. Orsag)**

#### **3.3.1. Contenido en sales**

La mayoría de los estudios realizados muestra la gran variabilidad estacional del caudal del río Desaguadero. Además el río Desaguadero arrastra gran cantidad de sedimentos, que se van acumulando en la parte media y baja de la cuenca, impidiendo el curso normal del agua y tapando las tomas de varios canales de riego. Esta situación aumenta el déficit de agua de riego frente a las crecientes demandas durante la época seca del año. La calidad de las aguas está estrechamente relacionada con la variación de los caudales debido a los procesos de dilución y concentración. Los estudios realizados en el río Desaguadero por la ELC Milano (1976) muestran

que los mayores caudales ocurren en la época lluviosa del año (Enero). En esta época, los contenidos de sales totales son menores (860 mg/litro), mientras que en el mes de Noviembre, cuando los caudales todavía son bajos para el mismo sitio, las sales se encuentran en niveles mucho más altos (1160 mg/litro). Quintanilla (1994) encuentra en Octubre 1992 una mayor concentración de la mayoría de los elementos en relación al mes de enero 1993 (Cuadro 3.2).

**Cuadro 3.2. Calidad del agua del Desaguadero en dos épocas del año (Quintanilla, 1994)**

Características	Unidad	1	2
PH		8,5	8,2
CE	DSm <sup>-1</sup>	2,6	1,3
SS	Mg/l	1702	510
Ca	Meq/l	4,6	3,1
Mg	Meq/l	2,33	0,92
Na	Meq/l	16,4	4,6
Bicarbonatos	Meq/l	1,51	1,22
Carbonatos	Meq/l	051	0,00
Cloruros	Meq/l	17,5	4,4
Sulfatos	Meq/l	3,9	3,5
B	Mg/l	3,9	0,4
RAS*	Meq/l	9,21	2,9

1 = Muestra de octubre 1992, 2 = Muestra de enero 1993

En base a estos resultados podemos indicar que para el inicio del riego, se dispone en la zonas de Chilahuala (Santa Ana) y El Choro (Chilahuala) de las aguas de peor calidad (clase C3S2, según la clasificación EUA 1953), mientras que en la época húmeda del año las aguas más diluidas pertenecen a la clase C2S1. Recientemente el ALT volvió a analizar aguas del Desaguadero en tres sitios y dos fechas húmeda (4/12/98) y seca (10/09/99) del año (cuadro 3.3).

**Cuadro 3.3. Análisis físico-químico de las aguas del río Desaguadero en tres sitios**

(1: Pte Japones ; 2: Pte. Soledad; 3: Pte Carasilla; ver Figura 2.1) y dos fechas (4/12/98, 10/9/99)

Calidad agua	Sitios	4/12/98	10/09/99
PH	1	-	8,55
	2	8,5	8,69
	3	8,5	8,73
C.E (dS m <sup>-1</sup> )	1	-	1819
	2	2,7	1862
	3	1,9	1913
S.S (mg/l)	1	-	179,65
	2	425,8	63,02
	3	1092,5	69,96
S.D (mg/l)	1	-	1123,4
	2	1598,2	1155,8
	3	1143,9	1185,4
S.T(mg/l)	1	-	1303,05
	2	2024,0	1218,82
	3	2236,4	1255,36
Na (mg/l)	1	-	328,00
	2	372,00	335,00
	3	298,00	333,0
K (mg/l)	2	20,0	-
	3	19,5	-
Ca (mg/l)	1	-	72,8
	2	86,5	76,5
	3	81,50	92,2
Mg (mg/l)	1	-	19,8
	2	16,4	19,9
	3	6,30	21,2

	3	375,3	521,0
S04 (mg/l)	1	-	69,84
	2	120,24	82,54
	3	131,90	85,72
C03 (mg/l)	1	-	18,0
	2	21,0	24,0
	3	99,0	27,0
HC03 (mg/l)	1	-	146,40
	2	115,9	152,50
	3	123,83	152,50
Dureza Total	1	-	231,00
	2	256,9	240,00
	3	219,2	283,00
SAR	1	-	49.7
	2	9.6	48.3
	3	8.54	44,3

De acuerdo a los resultados del cuadro 3.3, aparece que no todos los cationes van aumentando paulatinamente hacia el sur, tal como propusieron varios autores quienes analizaron el agua en sólo un sector de toda la cuenca. Sólo los sólidos totales, sólidos disueltos, carbonatos, bicarbonatos y sulfatos van aumentando paulatinamente, mientras que las concentraciones de sodio, magnesio, potasio, cloruros disminuyen hacia el sur (Pte. Carasilla).

En el mes de diciembre, estas aguas pertenecen a las clases C3 (salinidad media a elevada) y C4 (aguas con salinidad elevada), y por lo tanto su uso es sólo recomendado en suelos de permeabilidad moderada a buena, situación que no se presenta normalmente en la mayoría de los suelos de la zona. Cuando se utilizan para riego esta clase de aguas, es necesario considerar la realización de lavados regulares para controlar la salinidad del suelo y se recomienda especialmente utilizarlos en cultivos con tolerancias a la salinidad de media a buena.

**Cuadro 3.4. Variación físico química del agua en los canales de riego principales (1) y secundarios (2) de Santa Ana y Japo, en dos fechas**

Calidad de Agua	Canal	Santa Ana (Chilahuala)		Japo (El Choro)	
Fecha de muestreo		16/10/98	4/11/98	16/10/98	4/11/98
<b>PH</b>	1	8,4	8,9	8,9	8,4
	2	8,4	8,25	8,6	8,2
<b>C.E (dS m<sup>-1</sup>)</b>	1	2,0	1,8	2,5	1,4
	2	2,1	1,9	2,8	2,7
<b>S.S (mg/l)</b>	1	94,5	693,2	220,0	1418,8
	2	32,4	425,8	34,7	1118,8
<b>S.D (mg/l)</b>	1	1195,4	1137	1415,5	827,8
	2	1318,6	1195	1785,5	1251,3
<b>S.T (mg/l)</b>	1	1290	1830,2	1635,5	2246,6
	2	1351	1620,8	1820,1	2370,0
<b>Na (mg/l)</b>	1	382,0	290,0	482,4	192,0
	2	374,6	270,0	487,5	315,0
<b>K (mg/l)</b>	1	17,6	22,7	26,4	17,5
	2	17,9	17,8	32,6	20,6
<b>Ca (mg/l)</b>	1	44,9	55,8	65,5	61,0
	2	54,0	75,0	76,9	87,5
<b>Mg (mg/l)</b>	1	17,1	12,3	14,5	4,6
	2	12,8	12,5	16,0	6,5
<b>Cl (mg/l)</b>	1	492,0	384,9	584,0	264,1
	2	489,0	388,2	630,0	386,6
<b>S04 (mg/l)</b>	1	143,3	160,9	195,3	105,5
	2	117,2	164,4	192,7	149,5
<b>C03 (mg/l)</b>	1	24,0	24,0	36,0	45,0
	2	30,0	24,0	30,0	96,0
<b>HC03 (mg/l)</b>	1	143,4	134,2	201,3	106,8

Los contenidos de boro en el río Desaguadero en el mes de octubre (Pte Japonés y Pte Carasilla) fluctúan entre 1,27 y 1,54 ppm, valores que de acuerdo a la tabla 3.12, propuesta por Leeden *et al.* (1990), corresponden a aguas buenas a permisibles. Por consiguiente, en la época seca del año no existiría problemas con sus contenidos.

**Cuadro 3.12. Contenido de boro en agua de riego** (Leeden *et al.*, 1990)

Boro (mg B/l)	Clase de Agua
< 0,67	Excelente
0,67 < B < 1,33	Buena
1,33 < B < 2,0	Permisible
2,0 < B < 2,5	Dudosa
> 2,5	Impropia

Por otro lado, el aporte de limo con las aguas de riego en suelos ya de baja permeabilidad hace la irrigación muy difícil. Rocabado (1999) indica que las aguas del río Desaguadero contienen entre 1,2 a 2 gramos de sólidos totales por litro. Considerando que cada metro cuadrado de suelo cultivado recibe como promedio durante el año entre 110 a 300 l, esta superficie estaría recibiendo anualmente cerca de 132 a 600 gramos de sólidos, lo que en 20 años de riego significa una adición entre 2,64 y 12 kilogramos de material fino por metro cuadrado.

## **4. SUELOS SALINOS Y/O SÓDICOS**

### **4.1. Principios del origen, formación y clasificación de los suelos salinos y sódicos (V. Orsag, M. Flores)**

#### **Introducción**

Los suelos denominados suelos salinos, salinos sódicos y sódicos presentan algunas limitaciones para la producción agropecuaria, en razón de que las sales inciden no solo sobre las propiedades del suelo sino, en forma indirecta, sobre el desarrollo de las plantas. En ese sentido es importante conocer los procesos de acumulación de sales en el perfil del suelo y poder clasificar estos suelos según sus limitantes. Se revisaran las referencias a suelos salinos y sódicos en los sistemas de clasificación edafológica internacionales, actualmente en uso en Bolivia: Clasificación Taxonómica, Clasificación de la FAO-UNESCO, y en las clasificaciones de uso de suelos y tierras: clasificación agrológica según la capacidad de uso de la tierra, clasificación de suelos de acuerdo a su aptitud para el riego y Sistema FAO de evaluación de tierras.

#### **Origen y formación de los suelos salinos y/o sódicos**

La presencia de sales en el suelo, en primer lugar tiene que ver con los procesos naturales de mineralización o meteorización de las rocas durante la formación de los suelos. Por ejemplo, los esquistos sódicos dan origen al sulfato sódico y la dolomita, la olivina y la hornablenda pueden originar sales magnesianas. En climas húmedos estas sales formadas, generalmente pueden ser lavadas de todo el perfil del suelo, mientras que en climas áridos o semiáridos, generalmente no son removidas de las capas superficiales.

La presencia de sales solubles en zonas secas también se puede deber a la existencia de antiguos depósitos secundarios, donde antes existían lagos. Tal es el caso de los antiguos lagos Michin y Ballivián en el Altiplano boliviano, cuyos sedimentos contienen elevadas cantidades de sales solubles debido al aporte de sales de toda su cuenca y a la concentración paulatina de sales durante la desaparición de estos lagos. Estas sales acumuladas en los sedimentos contribuyen a la concentración de sales en los suelos formados a partir de estos materiales.

En condiciones naturales, existe una relación marcada entre la ocurrencia y presencia de suelos salinos / sódicos con las condiciones climáticas áridas y semiáridas, debido a que en estos climas, la evapotranspiración potencial (ETP) en la mayoría de los meses del año es mayor a la precipitación (P). Bajo estas condiciones, las escasas precipitaciones no permiten el lavado de sales desde las capas superficiales del suelo y los movimientos ascendentes del agua del subsuelo facilitan su acumulación en los horizontes superficiales.

Los valles cerrados, llanuras planas o de depresión, sin drenaje adecuado de descarga como el caso de la llanura fluvio-lacustre del río Desaguadero, son sitios de acumulación paulatina de sales. Estos procesos son favorecidos por el predominio de partículas finas (arcilla o limo) en el subsuelo que no permite un movimiento descendente del agua y por la presencia de napas freáticas superficiales. Así mismo, como estas áreas son muy planas, el escurrimiento superficial es nulo o escaso, y por lo tanto no se produce una evacuación superficial de las sales hacia otros lugares.

A las causas naturales se añade un uso de los recursos cobertura vegetal, suelo y agua, que puede favorecer los procesos de salinización/alcalinización de las tierras de cultivo y pastoreo. En la llanura fluvio lacustre del Desaguadero, el pastoreo excesivo y la extracción de leña exponen los suelos, sin agregados estables debido a su contenido en arcilla y limo, a la erosión hídrica y eólica, y a una mayor tasa de pérdida de agua del suelo por evaporación, contribuyendo a la acumulación de sales y/o sodio en los horizontes superficiales del suelo. Por otra parte el riego, aplicado con deficiencias de drenaje y con aguas cargadas en sales puede favorecer los procesos de salinización/alcalinización.

Magistad (1945) y Lopez (1998) identifican 5 procesos que conducen a la formación de suelos salinos y/o sódicos:

#### *Salinización*

Proceso de acumulación de sales por la evaporación del agua del suelo o cuando no se logran drenar adecuadamente las aguas superficiales y subterráneas. En las primeras etapas de salinización predominan las sales de sodio. Los sulfatos y carbonatos de calcio son menos solubles por lo que se acumulan más lentamente.

#### *Sodificación*

Proceso por el cual aumenta el contenido de sodio intercambiable gracias al intercambio de sodio de las sales de la solución por otros cationes del complejo absorbente. La sodificación paulatina del suelo no necesariamente produce un incremento del pH.

#### *Alcalinización*

Al acumularse las sales en los suelos, se establece un equilibrio inicial entre los iones cargados positivamente en la solución y los absorbidos en los coloides del suelo. Como las sales de sodio se concentran más en la solución del suelo, se absorben mayores cantidades de este catión. Al aumentar el porcentaje de sodio intercambiable y acumularse carbonato de sodio, puede ocurrir una hidrólisis del  $\text{Na}^+$  intercambiable o la formación del  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , lo que produce un incremento del pH hacia valores cerca de 10. Bajo estas condiciones, se produce la dispersión de las arcillas y de la materia orgánica. La movilización de la materia orgánica en solución da lugar a la formación de eflorescencias negras en la superficie del suelo. En las clasificaciones antiguas estos procesos recibían el nombre de Alcali negro.

#### *Desalinización*

Este es el proceso por el que se lavan las sales solubles que se han acumulado en los suelos. Generalmente, cuando las sales se han extraído en su mayor parte, los coloides tienden a dispersarse y la permeabilidad del suelo disminuye.

#### *Degradación o Solotización*

Si el suelo está sujeto a una desalinización y no contiene yeso o calcio, no existen bases para reemplazar el sodio, después de que se han extraído las sales solubles. En ese sentido el sodio intercambiable tiende a hidrolizarse, para formar hidróxido de sodio y ser reemplazado por iones de hidrógeno. El hidróxido de sodio reacciona fácilmente con el anhídrido carbónico del aire, formando carbonato de sodio. Cuando se produce un lavado intenso de estos suelos, puede haber una eliminación del carbonato de sodio y el hidrógeno del complejo absorbente es reemplazado por el sodio, produciéndose un descenso del pH. Generalmente los suelos alcalinos degradados presentan un pH menor a 6.

### **Tipos de suelos salinos y/o sódicos**

Según los procesos en marcha, los suelos salinos se encuentran entonces en diferentes estados que el Laboratorio de Salinidad de EUA (1953) ha propuesto clasificar en tres categorías: Salinos, Salino-Alcalinos (que preferimos llamar Sódicos-Salinos) y Alcalinos-no Salinos (que preferimos llamar Sódicos-no Salinos), en base a la conductividad eléctrica, el pH y el porcentaje de sodio intercambiable.

### ***Suelos sódicos-salinos<sup>1</sup>***

Llámense así aquellos suelos cuya conductividad del extracto de saturación es mayor a  $4 \text{ dS.m}^{-1}$  a  $25^\circ\text{C}$  y cuyo porcentaje de sodio intercambiable es mayor a 15. Este tipo de suelos se forma como resultado de los procesos combinados de salinización y acumulación de sodio. Siempre que contengan un exceso de sales, su apariencia y propiedades son similares a las de los suelos salinos. Cuando hay exceso de sales el pH raramente es mayor a 8.5 y los coloides del suelo permanecen floculados. Si el exceso de sales solubles es lavado, las propiedades de estos suelos pueden cambiar notablemente, llegando a ser idénticas a las de los suelos sódicos-no salinos. A medida que la concentración de sales disminuye en la solución, parte del sodio intercambiable se hidroliza para formar hidróxido de sodio que, a su vez, puede cambiarse en carbonato de sodio. En cualquier caso, el lavado de este tipo de suelo dispersa las partículas, facilita la penetración del agua y las labores de labranza pero puede hacerlo mucho más alcalino (pH mayor a 8.5). Aunque el retorno de las sales solubles puede hacer que baje el pH y que las partículas regresen a una condición floculada, el manejo de los suelos sódicos-salinos sigue siendo un problema hasta que se elimine el exceso de sales y de sodio intercambiable de la zona radicular del cultivo y se restablecen las condiciones físicas del suelo.

Cuando se lavan suelos sódicos-salinos que contienen yeso, eliminando simultáneamente el exceso de sales, el calcio se disuelve reemplazando al sodio intercambiable.

### ***Suelos salinos***

El término salino se aplica a suelos cuya conductividad eléctrica del extracto de saturación es mayor a  $4 \text{ dS.m}^{-1}$  a  $25^\circ\text{C}$  y cuyo porcentaje de sodio intercambiable es menor a 15; generalmente el pH es menor a 8.5. Estos suelos corresponden al tipo descrito por Hilgard (1906)

---

<sup>1</sup> Se les conoce también como Suelos salino-alcalinos

como suelos “álcali blanco”, por la presencia de costras blancas de sal en su superficie, y a los “Solonchacks” de los autores rusos. En estos suelos el establecimiento de un drenaje adecuado permite eliminar por lavado las sales solubles.

Las características químicas de los suelos salinos quedan determinadas principalmente por el tipo y cantidad de sales presentes. La cantidad de sales solubles presentes controla la presión osmótica de la solución del suelo. El sodio rara vez representa más de la mitad del total de los cationes solubles y por lo tanto, no es adsorbido en forma importante. Las cantidades relativas de calcio y magnesio, presentes en la solución del suelo y en el complejo de intercambio, varían considerablemente. Tanto el potasio soluble como el intercambiable son, en general, constituyentes de menor importancia. Los aniones principales son el cloruro, el sulfato y a veces el nitrato. Pueden presentarse también pequeñas cantidades de bicarbonato, pero invariablemente los carbonatos solubles casi no se encuentran. A parte de sales rápidamente solubles, los suelos salinos pueden contener sales de baja solubilidad, como el sulfato de calcio (yeso) y carbonatos de calcio y magnesio (caliza).

Los suelos salinos casi siempre se encuentran floculados debido a la presencia de un exceso de sales y a la ausencia de cantidades significantes de sodio intercambiable. En consecuencia, la permeabilidad es igual o mayor a la de suelos similares no salinos.

### ***Suelos sódicos-no salinos<sup>2</sup>***

Son aquellos suelos cuyo porcentaje de sodio intercambiable es mayor a 15 y cuya conductividad del extracto de saturación es menor a  $4 \text{ dS.m}^{-1}$  a  $25^\circ\text{C}$ . El pH generalmente varía entre 8.5 y 10. Estos suelos parecen, en ciertos casos, a los “Solenetz” de los autores rusos. Con mucha frecuencia se encuentran en las regiones áridas y semiáridas en áreas pequeñas e irregulares conocidas como “manchas de álcali impermeables”. Siempre que en los suelos o agua de riego no se encuentre yeso, el drenaje y lavado de los suelos sódicos-salinos conduce a la formación de suelos sódicos no salinos, con un aumento del pH por el mayor hidrólisis del sodio intercambiable. En los suelos altamente sódicos, la materia orgánica dispersa y disuelta puede

---

<sup>2</sup> Se les conoce tambien como Suelos alcalinos no salinos

depositarse en la superficie debido a la evaporación causando así un ennegrecimiento y dando origen al término “álcali negro” (Hilgard, 1906).

Después de largo tiempo, los suelos sódicos no salinos adquieren características morfológicas peculiares. Debido a la gran dispersión de la arcilla parcialmente saturada con sodio, ésta puede ser transportada hacia abajo y acumularse en los niveles inferiores. Como resultado, unos cuantos centímetros de suelo superficial pueden presentar textura relativamente gruesa y quebradiza, aunque más abajo, donde se acumula arcilla, el suelo puede desarrollar una capa densa y de baja permeabilidad, con estructura prismática o columnar, que lo hace difícil de labrar. El sodio intercambiable puede tener una marcada influencia en las propiedades físico-químicas de un suelo sódico no salino. Su aumento en la solución del suelo favorece la dispersión del suelo y tiende a aumentar el pH a veces hasta el valor de 10. Mientras los aniones presentes consisten en su mayor parte de cloruros, sulfatos y bicarbonatos, también pueden presentarse pequeñas cantidades de carbonatos. A pH muy elevado y en presencia de iones carbonato, el calcio y el magnesio se precipitan, de manera que las soluciones del suelo, de suelos sódicos no salinos, usualmente contienen sólo pequeñas cantidades de estos cationes, predominando el sodio. Grandes cantidades de potasio intercambiable y soluble pueden presentarse en algunos de estos suelos; su efecto sobre las propiedades de los suelos no se ha estudiado ampliamente. Ciertos suelos sódicos o salinos contienen un porcentaje de sodio intercambiable mayor a 15 y, sin embargo, el pH, especialmente en la superficie, puede ser tan bajo como 6. A estos suelos De Sigmund (1938) los llama suelos alcalinos degradados. Se presentan en ausencia de caliza y el bajo pH es resultado del hidrógeno intercambiable. Sin embargo, las propiedades físicas están dominadas por el sodio intercambiable y corresponden típicamente a la de un suelo sódico no salino.

### **Los suelos salinos/ sódicos en los sistemas de clasificación de suelos**

En Bolivia, se tendrá que escoger los sistemas de clasificación utilizados a nivel mundial de los suelos salinos/sódicos más adaptados a las situaciones y disponibilidad de datos locales. Eschenbrenner (1982) aplicó la *Soil Taxonomy* para su estudio de los suelos de Challapata en el altiplano boliviano. Los edafólogos bolivianos están divididos entre la *Soil Taxonomy* y la clasificación de la FAO.

### **Sistema de clasificación de la Soil Taxonomy**

El sistema de clasificación de la *Soil Taxonomy*, propuesto por la Soil Survey Staff de EUA (International Society of Soil Science en 1960, 75, 90, 92), considera una síntesis cuantitativa de propiedades, relaciones y características intrínsecas del suelo (Porta et al., 1994). Clasifica suelos y no procesos formadores, por lo que solo requiere conocer las propiedades y características del suelo y no su génesis. Considera propiedades del suelo que por lo general tienen significancia frente a su uso y manejo por el hombre. Define con igual precisión todos los niveles jerárquicos, por lo que puede ser utilizada tanto en estudios a nivel detallado como de generalización.

Esta clasificación establece seis niveles jerárquicos: Orden, Suborden, Grupo, Subgrupo, Familia y Serie. Para definir los diferentes niveles taxonómicos, la *Soil Taxonomy* considera las características de 7 horizontes de diagnóstico superficiales (Epipedones): Móllico, Umbrico, Antrópico, Plaggen, Ochríco, Hístico y Melánico, como de los horizontes inferiores (Endopedones) que se forman debajo del horizonte A. Por el otro lado, toma en cuenta los regímenes de humedad (duración de los estados del “suelo seco” y “suelo húmedo” que solo se puede estimar, en nuestras condiciones, a partir de datos climáticos) y de temperatura del suelo (temperatura media anual del suelo a 50 cm). En el caso de los suelos salinos / sódicos, usa caracteres de diagnóstico complementarios: la presencia de carbonatos cálcicos pulvulentos, minerales meteorizables, etc.

8 de los 19 endopedones, definidos a nivel mundial por la *Soil Taxonomy*, están relacionados con suelos salinos/alcalinos o yesosos:

- Horizonte Cálcico. Horizonte de acumulación de carbonato cálcico o cálcico y magnésico: Bk, Ck, tiene 15 cm de espesor o más y contiene un 15% de CaC03 equivalente.
- Horizonte Petrocálcico. Horizonte cálcico cementado: Bkm, km, Ckm.
- Horizonte Hipercálcico. Horizonte de acumulación de carbonato cálcico o cálcico y magnésico, muy generalizado en todo el horizonte (>60 %): K, horizonte recomendado por el Comité de Aridisoles ( ICOMID, 1989).
- Horizonte de acumulación de Yeso: Bwy, Ym.
- Horizonte Petrogípsico. Horizonte de yeso cementado: Bym,Ym.

- Horizonte Hipergípsico. Horizonte subsuperficial con yeso muy abundante (>60%): Y; horizonte recomendado por el Comité de Aridisoles (ICOMID, 1989).
- Horizonte Nátrico. Horizonte con iluviaión de arcilla sódica, porcentaje de sodio intercambiable o ESP >15%: Btna.
- Horizonte Sálico. Horizonte de 15 cm o más de espesor con un enriquecimiento secundario de sales más solubles que el yeso en agua fría.

### **Sistema de clasificación de suelo FAO-UNESCO**

Esta clasificación surge como respuesta a una recomendación de la Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo a la FAO para preparar el Mapa Mundial de Suelos. Se completó este mapa en un periodo de veinte años, implicando en este proyecto a unos trescientos científicos de todo el mundo (FAO-Unesco, 1997). La FAO desarrolló una leyenda internacional tomando como denominador la existencia de esquemas nacionales acomodados a los patrones de mayor cobertura de suelos y resaltando su importancia geográfica (Driessen & Dusal, 1991). La Clasificación de suelos FAO-UNESCO comprende tres categorías: 9 categorías mayores y 28 “Grupos Mayores de Suelos” en el nivel más alto de generalización, 153 “Unidades de Suelos” en el segundo nivel y “Subunidades de Suelos” en un tercer nivel definido para apoyar la realización de mapas de escalas mayores. Su esquema conceptual se acerca al del *Soil Taxonomy* (FAO, 1970), como lo demostró Porta et al. (1994), comparando ambas clasificaciones (Cuadro 4.1).

### **Cuadro 4.1. Correspondencia entre las clasificaciones Soil Taxonomy y FAO-UNESCO**

#### **Características generales (ventajas y desventajas)**

Clasificación Soil Taxonomy	Clasificación FAO – Unesco
- Terminología auto explicativa	- Terminología tradicional
- Uso de horizontes y propiedades diagnóstico	- Uso de horizontes y propiedades diagnóstico
- Uso de regímenes de temperatura y humedad	- Uso de zonas agroecológicas y climáticas a nivel general
- clasificación más cuantitativa	- clasificación menos cuantitativa
- Requiere mayor disponibilidad de recursos económicos	- Requiere menor disponibilidad de recursos económicos
- Requiere mayor conocimiento para su empleo	- Requiere menor conocimiento y menos datos-
- Requiere mayor disponibilidad de datos	Fácilmente adaptable a países en vías de desarrollo
- Mayor dificultad para su adaptación	

## Correspondencia jerárquica

Clasificación Soil Taxonomy	Clasificación FAO-UNESCO
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Orden</li> <li>- Sub-orden</li> <li>- Gran Grupo</li> <li>- Sub Grupo</li> <li>- Familia</li> <li>- Serie</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Grupo Mayor de Suelos</li> <li>- Grupo Mayor de Suelos</li> <li>- Unidad de suelos</li> </ul>

## Correspondencia entre denominaciones

Clasificación FAO-UNESCO	Clasificación Soil Taxonomy
Leptosoles líticos	Rendolls
Vertisoles	Vertisols
Fluvisoles salicos	Fluvents
Fluvisoles calcáricos	Fluvents
Solonchaks	Salic (Gran grupo)
Gleysoles	Aquic (parte de subordenes)
Arenosoles	Psamments (parte)
Regosoles	Orthents, Psamments (parte)
Solonetz	Natric (Gran grupo)
Chernozems lúvicos	Argiborolls (parte)
Chernozems cálcico	Calciborolls (parte)
Chernozems haplicos	Haploborolls, vermiborolls
Kastanozems lúvicos	Argiustolls, aridic agiborolls
Kastanozems cálcicos	Calciustolls, aridic calciborolls
Kastanozems haplicos	Haplustolls, aridic haploborolls
Phaeozems calcáricos	Vermudolls (parte)
Gipsisoles	-
Calcisoles	-
Luvisoles cálcicos	Haplustalfs (parte)
Cambisoles cálcicos	Eutrochrepts, ustochrepts, xerochrepts (parte)

Según Booker (1991).

Las principales diferencias radican en la terminología utilizada para denominar los suelos y en la utilización (Soil Taxonomy) o no (FAO-UNESCO) de las condiciones climáticas, como criterio de clasificación. Los mapas elaborados por la FAO-UNESCO prescinden de los regímenes de

humedad y temperatura de la Soil Taxonomy, en razón de que es difícil disponer de esta información, en países como Bolivia, por ejemplo. La metodología de la FAO resulta más aplicable en el campo que la clasificación americana, ya que las unidades taxonómicas están definidas con menor precisión y se requerían menos datos analíticos de laboratorio.

Los horizontes diagnóstico empleados en la clasificación de suelos salinos y/o sódicos son los mismos en ambas clasificaciones con excepción de los horizontes hipercálcico, hipergypsico y sálico. En la clasificación FAO-UNESCO, las propiedades diagnóstico consideradas para suelos salinos y/o sódicos son 6:

- Calcáreo: Se refiere a materiales edáficos que presentan fuerte efervescencia con HCl al 10% en la mayor parte de la tierra fina o que contiene mas del 2% de carbonato cálcico equivalente.
- Calcárico: Se refiere a suelos que son calcáreos en una profundidad entre 20 y 50 cm.
- Caliza pulverulenta blanda: Se refiere a la caliza autigénica translocada, lo suficientemente blanda como para poder rayarla con la uña, que ha sido precipitada "in situ".
- Gypsifero: Se refiere a materiales edáficos que contienen un 5% de yeso como mínimo.
- Propiedades sálicas: Se refiere a una conductividad eléctrica del extracto saturado mayor a 15 dS m<sup>-1</sup> en una profundidad de 30 cm a partir de la superficie si el pH es mayor a 8.5.
- Propiedades sódicas: Se refiere a una saturación en el complejo de cambio del 15%, como mínimo de sodio o del 50% o más de sodio más magnesio en el complejo de intercambio.

Las fases son factores limitantes relativos a rasgos superficiales o subsuperficiales del terreno, que no tienen que estar necesariamente relacionadas con la formación del suelo y que generalmente sobrepasan los límites de las unidades de suelos diferentes. Estos rasgos pueden constituir un obstáculo para el uso del terreno. Las fases relacionadas con la salinidad y/o sodicidad son llamadas fase sálica y sódica.

La fase sálica indica suelos que en algún horizonte, dentro de una profundidad de 100 cm a partir de la superficie, muestran valores de la conductividad eléctrica del extracto saturado, mayores a 4 dS m<sup>-1</sup> a 25°C. La fase sálica no se indica para los Solonchaks, puesto que su definición implica ya un elevado contenido en sales. Aunque la fase sálica indica una salinización actual o potencial, se ha comprobado que las consecuencias de la salinidad varian mucho con el tipo de sales presentes, la permeabilidad del suelo, las condiciones climáticas y las especies cultivadas.

La fase sódica indica suelos que tienen mas del 6% de saturación de sodio en el complejo de intercambio en algún horizonte dentro de una profundidad de 100 cm a partir de la superficie. La fase sódica no se indica para las unidades de suelos que tienen horizonte B nátrico o que tienen propiedades sódicas puesto que su definición implica ya un alto porcentaje de saturación en sodio.

### ***Clasificaciones de uso del suelo***

La *Clasificación Agrológica según la Capacidad de Uso de la Tierra* fue el sistema de clasificación elaborado por el Servicio de Conservación de Suelos en EUA (USDA) entre los años 40 y 50. Basada específicamente en Clases Agrícolas, Subclases y Unidades de Capacidad Agrológica, esta clasificación establece o estima la capacidad del terreno para su empleo bajo usos agrícolas, sin descender a unos sistemas o prácticas de cultivo específicos.

Las clases agrícolas agrupan 8 clases de unidades de suelo (enumeradas con números romanos) segun sus características de productividad actuales y las limitaciones del clima y de las propiedades del suelo. De esta manera, los suelos de una misma clase presentan supuestamente características mas o menos similares para producir tipos similares de cultivo, requieren de un manejo similar o semejante y por otro lado requieren de prácticas de conservación parecidas y tienen un potencial productivo similar.

Las Subclases se definen por las limitaciones que presenta una clase determinada de suelos para la producción de cultivos a nivel intensivo. La limitación se añade en forma de subíndice a la clase de suelo. Las limitaciones definidas son: riesgo de erosión (e), exceso de agua (w), limitaciones de suelo a nivel radicular (s), limitaciones climáticas (c). La pedregosidad y la salinidad no están señaladas específicamente con un subíndice.

Las Unidades de Capacidad Agrológica son unidades cartográficas de mayor homogeneidad que presentan las mismas potencialidades, limitaciones o respuesta al manejo. La información básica requerida para definir o determinar la capacidad agrológica de un suelo considera los siguientes criterios que pueden variar de acuerdo a las condiciones locales: profundidad efectiva, textura del horizonte superficial, conductividad hidráulica, clase de drenaje, capacidad de retención de agua disponible, pendiente, riesgo de erosión, riesgo de inundación, salinidad, alcalinidad, sustancias tóxicas, riesgo de heladas, índices climáticos. Las características de salinidad aparecen solamente a este nivel.

*La clasificación de suelos de acuerdo a su Aptitud para el Riego* fue desarrollada por el Bureau of Reclamation de Estados Unidos de América (USBR, 1953), donde la aptitud de la tierra para el riego se define por la posibilidad de soportar una agricultura de riego sostenible, caracterizada por una capacidad productiva potencial y factores económicos (costos de producción y de transformación). La capacidad productiva de una zona depende de aspectos como clima, suelo, calidad y cantidad de agua de riego y drenaje del sistema, aspectos relacionados estrechamente con la salinización o alcalinización de los suelos. Para determinar las “clases” de aptitud, se toman en cuenta la salinidad ( $dSm^{-1}$  a  $25^{\circ}C$ ) y la sodicidad (PSI) del suelo.

*El sistema FAO de evaluación de tierras*, basado en el “Esquema para la Evaluación de Tierras FAO, 1976”, se adapta a circunstancias locales y es de facil comprensión (Flores et al, 1999).

La metodología básica en la evaluación de tierras comprende los siguientes pasos:

- interpretación fisiográfica sobre imágenes satélite y definición de los tipos de utilización de la tierra;
- definición de las cualidades de la tierra (CTs) en base a características que se pueden medir (como pendiente, textura del suelo, porcentaje de carbono, fósforo, pedregosidad superficial, conductividad eléctrica del extracto saturado, porcentaje de sodio intercambiable), para definir cualidades de la tierra (como por ejemplo disponibilidad de nutrientes, drenaje en el suelo, profundidad efectiva, posibilidad de uso de implementos, periodo libre de heladas, ausencia de riesgo de erosión, ausencia de salinidad, ausencia

- de sodicidad (estas dos ultimas cualidades son las consideradas para la evaluación en suelos salinos y/o sódicos));
- definición de los grados de requerimientos de cada tipo de utilización de tierra (TUTs: cultivos anuales, perenes o terrenos de pastoreo extensivos o intensivos, convertidos segun tablas de conversión);
  - finalmente comparación de las cualidades de la tierra con los grados de requerimiento para llegar a la clase de aptitud.

Los cuadros 4.2 a 4.3 muestran ejemplos de grados de aptitud de suelos salinos y/o sódicos y el cuadro 4 muestra los grados de requerimiento para el tipo de utilización de la tierra en *agricultura anual intensiva de altura (> 3000 msnm)*.

**Cuadro 4.2. Grado de aptitud del suelo según salinidad**

Grado	Conductividad Eléctrica (dS/m)
1	< 2,0
2	2,0 ≤ C ≤ 4,0
3	4,0 < C ≤ 8,0
4	8,0 < C ≤ 16,0
5	> 16,0

*Nota: La lectura obtenida (en dilución 1:5 suelo: agua, en dS/m), debe ser multiplicada por el factor 6,4 para aproximarse a la determinación de salinidad en el extracto saturado.*

**Cuadro 4.3. Grado de aptitud del suelo según sodicidad**

Grado	Sodio Intercambiable (%)
1	< 6
2	6 ≤ Na ≤ 10
3	10 < Na ≤ 15
4	15 < Na ≤ 30
5	> 30

**Cuadro 4.4. Grados de requerimiento para una agricultura anual intensiva de altura (>3000 msnm)**

Clase aptitud	Grados de calidad de la tierra									
	Disponibilidad de:			Riesgo Inundación	Erosión hídrica	Uso tractores	Profundidad Efectiva	Grado Salinidad	Grado Sodicidad	Periodo libre de heladas
	nutrien-tes	agua	oxígeno							
I	2	4	1	2	1	1	1	1	1	5
II	2	5	1	3	1	2	2	1	2	6
III	3	5	2	4	2	3	3	2	3	7
IV	Cualquier grado más abajo que para la clase III									

Se entiende por aptitud, la capacidad de producción de una unidad determinada de tierra para un tipo de utilización definido. La unidad de tierra puede considerarse en su estado natural o después de haber introducido mejoramientos. Se usa cuatro clases de aptitud: II regular; III marginal y IV no apto. Algo muy importante a considerar es que los tipos de utilización de la tierra, las características, las cualidades y los grados de requerimiento pueden variar de acuerdo a las necesidades y sobre todo en función de la escala de trabajo. Un sistema automatizado para la evaluación de tierras ALES, funciona en DOS y ha sido diseñado en base al esquema para evaluación de tierras de la FAO. A partir de las características, cualidades y requerimientos de la tierra se construyen árboles de decisión que permiten llegar a la clase de aptitud para un determinado tipo de utilización.

#### 4.2. Los suelos salinos y/o sódicos en la llanura fluvio lacustre

##### 4.2.1. Origen de la salinidad en la llanura fluvio lacustre (V. Orsag, R. Ledezma, M.

Flore )

Desde la formación de la cordillera de los Andes y la meseta que hoy se conoce como el altiplano (periodo cuaternario de la era Cenozoica), se han sucedido varios lagos grandes, extendidos en la depresión central que, al secarse por evaporación, depositaron sus sales inicialmente disueltas formando gigantescas “costras salinas”. Dicha depresión contiene actualmente los salares y las lagunas de esta zona. Los últimos grandes lagos fueron el Lago Minchin (40000 – 25000 A.C.) y el Lago Cauca (11000 – 10000 A.C.) (Coudrain et al., 2000; Risacher & Fritz, 1995).

Para la formación de un suelo salino se requiere primordialmente que la evaporación exceda a la precipitación. Las fuentes directas de sales son las aguas subterráneas, que contienen sales en disolución, con concentraciones que dependen de los materiales geológicos que han estado en contacto con esta agua (Vargas, 1990).

En cambio los suelos sódicos son el resultado de la exposición de suelos anteriores a aguas con altos niveles de sodio y con una alta proporción de carbonato ácido. La velocidad con que se presentan los problemas depende del RAS del agua que entre, de su evaporación, de la precipitación de yeso en esta agua y de la disolución de minerales del suelo (Fassbender & Bornemisza, 1987).

Estos elementos explican por qué los suelos de la llanura fluvio-lacustre son salinos y por qué pueden seguir salinizándose por la evaporación de aguas subterráneas, también salinas. En ese sentido los problemas de salinidad y alcalinidad de la llanura fluvio-lacustre del Altiplano boliviano son persistentes. Esta acumulación de sales o álcalis está afectando las propiedades del suelo y está incidiendo negativamente sobre la cobertura vegetal y por ende sobre la capacidad de carga de las praderas. Por otro lado, esta menor cobertura vegetal incide también sobre la erosión eólica e hídrica de los suelos.

#### **4.2.2. Llanura de inundación Sur, provincia G. Villarroel (S. Jacobsen, H. Bosque)**

El ex Departamento de Suelos del Ministerio de Agricultura (MACA, 1976) realizó una primera clasificación de los suelos salinos de la llanura fluvio-lacustre de Villarroel en 1974 (Cuadro 4.5). Los datos del cuadro 1 son muy generales y las determinaciones de los grados de salinidad de los suelos se han hecho en una época determinada del año, sin tomar en cuenta la dinámica que tiene este proceso durante un ciclo anual. Evaluaciones posteriores completaron estos datos. Quisbert (1980) realizó una clasificación y mapeo de suelos según grados de salinidad, Moreau (1989) delimitó, con teledetección áreas salinas y sódicas y Ledezma (1995) estudió la influencia del riego en los procesos de salinización y sodificación en los suelos de Villarroel.

**Cuadro 4.5. Características de los suelos de la llanura fluvio lacustre de G. Villarroel**

Zonas de la provincia G. Villarroel	C A R A C T E R I S T I C A S				
	Drenaje	pH	CEe (mS cm <sup>-1</sup> )	CIC (meq/100g)	PSI (%)
Unupata*	Imperfecto	F. Alcalino	< 4 S; >4 SB	33.1 – 34.2	< 15
Manquiri*	Imperfecto	F. Alcalino	< 4	4.24	< 15
Laimini*	Imperfecto	F. Alcalino	< 4	32.7 - 43.6	< 15
Caya Churu	Imperfecto	F. Alcalino	> 4	33.8 – 46.6	> 15
Pujallito	Imperfecto	F. Alcalino	> 4	17.0 – 32.2	> 15
Tholar*	Imperfecto	Neutro en Sup.	< 4 S; > 4 SB	29.6 – 51.9	<15S; >15SB
Huaray Pampa*	Imperfecto	Neutro en Sup.	< 4 S; > 4 SB	5.5 – 9.0	<15S; >15SB
San Miguel	Imperfecto	F. Alcalino	< 4 S; > 4 SB	22.7 – 55.9	> 15
Santa Ana	Imperfecto	Neutro en Sup.	> 4	51.7 – 54.3	> 15
Papel Pampa	Imperfecto	F. Alcalino	> 4	Alto	> 15
Cañaviri	Mod. Bien	Neutro en Sup.	< 4	12.8 – 21.0	> 15

Leyenda:

Fuente: MACA (1976)

\* Suelo salino apto para el cultivo

CEe: Conductividad eléctrica en extracto de saturación,

CIC: Capacidad de intercambio catiónico,

PSI: Porcentaje de sodio intercambiable

F.: “Fueramente”, S: Capa superficial del suelo, SB: Subsuelo.

Quisbert (1980) ha estudiado la zona comprendida entre Tomás Barron – Papel Pampa – Chilahuala, que incluye el 77% de la llanura fluvio lacustre de G. Villarroel. Señala que los suelos de esta llanura son derivados de sedimentos lacustres, que conforman la parte norte del antiguo lago Minchin, con pendiente este-oeste de 0 a 6%. Señala que de la superficie total estudiada (990.3 km<sup>2</sup>), 334.7 km<sup>2</sup> son suelos normales, 58.6 km<sup>2</sup> son salinos (S<sub>1</sub> y S<sub>2</sub>), y, 483.6 km<sup>2</sup> son salino-sódicos (SS<sub>1</sub>, SS<sub>2</sub> y SS<sub>3</sub>) (Cuadro 4.6).

#### Cuadro 4.6. Clases de salinidad de suelos salinos y salinos sódicos

Suelos Salinos:

S1:	$CEe = 4 - 8 \text{ mS cm}^{-1}$
	$PSI < 15\%$
S2:	$CEe = 8 - 12 \text{ mS cm}^{-1}$
	$PSI < 15\%$
	pH = 8.5

Suelos Salino-Sódicos:

SS1:	$CEe = 4 - 12 \text{ mS cm}^{-1}$
	$PSI = 15 - 20\%$
	pH = 8.5
SS2:	$CEe = 12 - 20 \text{ mS cm}^{-1}$
	$PSI = 20 - 40\%$
	pH = 8.5
SS3:	$CEe = 20 - 24 \text{ mS cm}^{-1}$
	$PSI = 40 - 60\%$
	pH = 8.5

Sobre la base de este trabajo, hicimos una estimación de las superficies salinizadas de la llanura fluvio lacustre mapeada, en sus diferentes grados, habiendo establecido de que existen 281.9 km<sup>2</sup> normales, 40.2 km<sup>2</sup> salinos y 403.1 km<sup>2</sup> salino sódicos (cuadro 4.7).

#### Cuadro 4.7. Extensión de los suelos afectados por salinidad y sodicidad en la llanura fluvio lacustre

Salinidad		Superficie (km <sup>2</sup> )	Porcentaje territorial de la llanura Fluvio Lacustre	Porcentaje territorial de la provincia
Nombre	Símbolo			
Salinos	S1	6.2	0.40	0.32
	S2	34.0	2.19	1.76
Salino sódicos	SS1	63.5	4.08	3.28
	SS2	122.7	7.89	6.34
	SS3	217.2	13.97	11.22

Elaborado por Jacobsen & Bosque (2001), basándose en Quisbert (1980)

Estudios realizados por Quisbert (1985) en los sectores de Chilahuala – Eucaliptus y Papel Pampa,

indican que cerca de 99.03 ha (48,84 %) de sus suelos pertenecen a la clase salino-sódica y solo un 5,92 % son salinos, mientras que el 33,8 % (33.474 ha) son suelos normales. Situaciones similares han sido descritas en la llanura fluvio lacustre del Desaguadero por Orsag *et al* (1994). Señalan para los suelos del sector de la Joya (40.854 ha) que sólo el 8,5 % son suelos aptos para la agricultura y sin problemas de salinidad , mientras que el 63% está afectado por concentraciones de sales o sodio.

En Villarroel, Moreau *et al.* (1997) utilizan la diferencia de reflectancia entre eflorescencias salinas superficiales de suelos sódicos y salinos para mapear estos suelos usando fotos Landsat y Spot al final de la época seca, en lo visible, infrarrojo cercano de los canales 4, 5 y 7 (Figura 4.1). En los suelos salinos, las inflorescencias son blancas ( $\text{NaCl}$ ); en los suelos sódicos, la defloculación de la materia orgánica lleva a inflorescencias más oscuras y el cloruro de magnesio ( $\text{MgCl}_2$ ), más soluble, crea una reflectancia más alta.

#### **4.2.3. Llanura no inundable (provincia Aroma) (D. Hervé)**

En la comunidad de San José de Llanga, Miranda (1995) distingue 5 unidades fisiográficas: llanuras fluvio-lacustre, fluvial y aluvial; depósitos eólicos; terraza residual. 52% de la superficie de la comunidad (5853 ha) es afectada por sales y sodio, dentro de los cuales 30% presentan problemas de drenaje y salinidad (Solonchaks) y 22,5% un exceso de salinidad y sodio (Hipersolonchaks). 18% del área (1065 ha) son cubiertos de Fluvisoles bien drenados aptos para el cultivo de papa. El área apta para el cultivo de papa es limitada a 25% de los Luvisoles y Lixisols; son recomendables en estas zonas enmiendas de sulfato de calcio y aporte de abonos orgánicos.

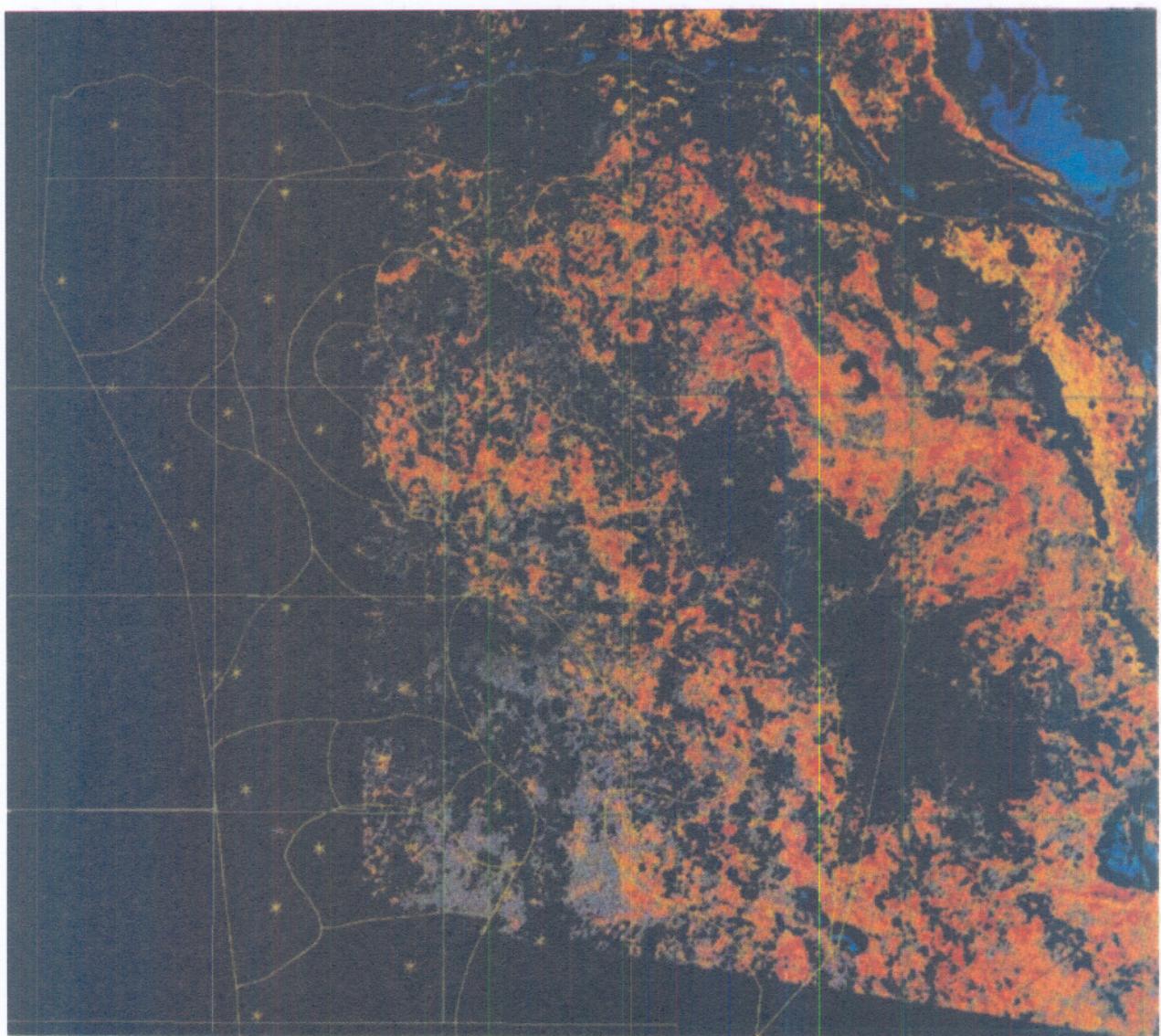
En la comunidad de Huaraco (Salm & Gehler, 1989; Salm, 1984), el Instituto de Ecología estudio la salinidad del suelo en plena época seca (julio 1983) en las comunidades de Antipampa, Villa Esteban Arce, partes de Huaraco, Rumer khota, Machacamarca, Angostura, Culluculli (Figura 4.3). Toda la parte norte y sur oeste del área de estudio, formada por colinas y pie de monte, presenta suelos sin ninguna salinidad. A esta unidad de mapeo también pertenecen pequeñas colinas en el límite sur y dos "lenguas de tierra" que se introducen de las colinas a la llanura, bordeando los dos ríos principales del área de estudio Belén y Huaraco" ( $< 0.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ )

suelo). Los suelos de 5 a 30% de pendiente, son superficiales y pedregosos donde predominan arbustos, *Parastrephia lepidophylla* y *Baccharis incarum*. Colindante al piedemonte y ya formada parte de la llanura, empieza una franja de unos 200 a 500 m de ancho, con pendiente inferior a 3%, donde se inicia la salinización del suelo, presentando contenidos bajos entre 0.5 y 2 g.kg<sup>-1</sup> de suelo. Los arbustos son reemplazados por gramíneas: *Calamagrostis orbygniana* y *Hordeum muticum*. Esta zona intermedia llamada también piedemonte puede ser fuente de acuíferos subterráneos. Avanzando dentro de la llanura hacia partes de mayor depresión, el contenido de sales aumenta irregularmente en suelos arcillosos de pendiente inferior a 1%. En algunos lugares, se presentan zonas con un contenido medio de sales de 2 a 4 g.kg<sup>-1</sup> y a poca distancia, de menos de 2 g.kg<sup>-1</sup> hasta más de 8 g.kg<sup>-1</sup>, este último en las depresiones de las llanuras hacia el Desaguadero que queda a 15 km del extremo sur de la zona en estudio. Predominan *Distichlis humilis* y *Festuca dolichophylla* con sales >2 g.kg<sup>-1</sup>. A más de 4 g.kg<sup>-1</sup>, predominan cojines de q'otal (*Anthobryum triandum*), *Distichlis humilis* y *Festuca dolichophylla*. La *Festuca* desaparece con contenidos de unos 8 g.kg<sup>-1</sup>. Adicionalmente, aparece *Salicornia pulvinata*. Lorini *et al.* (1984) han medido tensiones de succión hasta 71 bar en halófitas de la pampa de Caracollo. A contenidos mayores a 15-20 g.kg<sup>-1</sup>, no se encuentran especies vegetales.

Salm & Gehler (1989) han determinado los cationes y aniones en nueve muestras de suelo. A medida que aumenta la salinidad, las proporciones de los cationes, calcio, magnesio, potasio y sodio se desplazan en favor del sodio. En la subcuenca del río Molle Puncu, el sodio llega al 60% del total de los cationes solubles y en la subcuenca de los ríos Huaraco y Totora, el sodio soluble sobrepasa el 90% de los cationes solubles. El anión más importante es el sulfato, seguido del cloruro, mientras que el bicarbonato se encuentra en cantidades pequeñas. El borato está presente en niveles tóxicos, en varios lugares, el amonio y el nitrato tienen valores bajos (0.1 - 1.7 ppm).

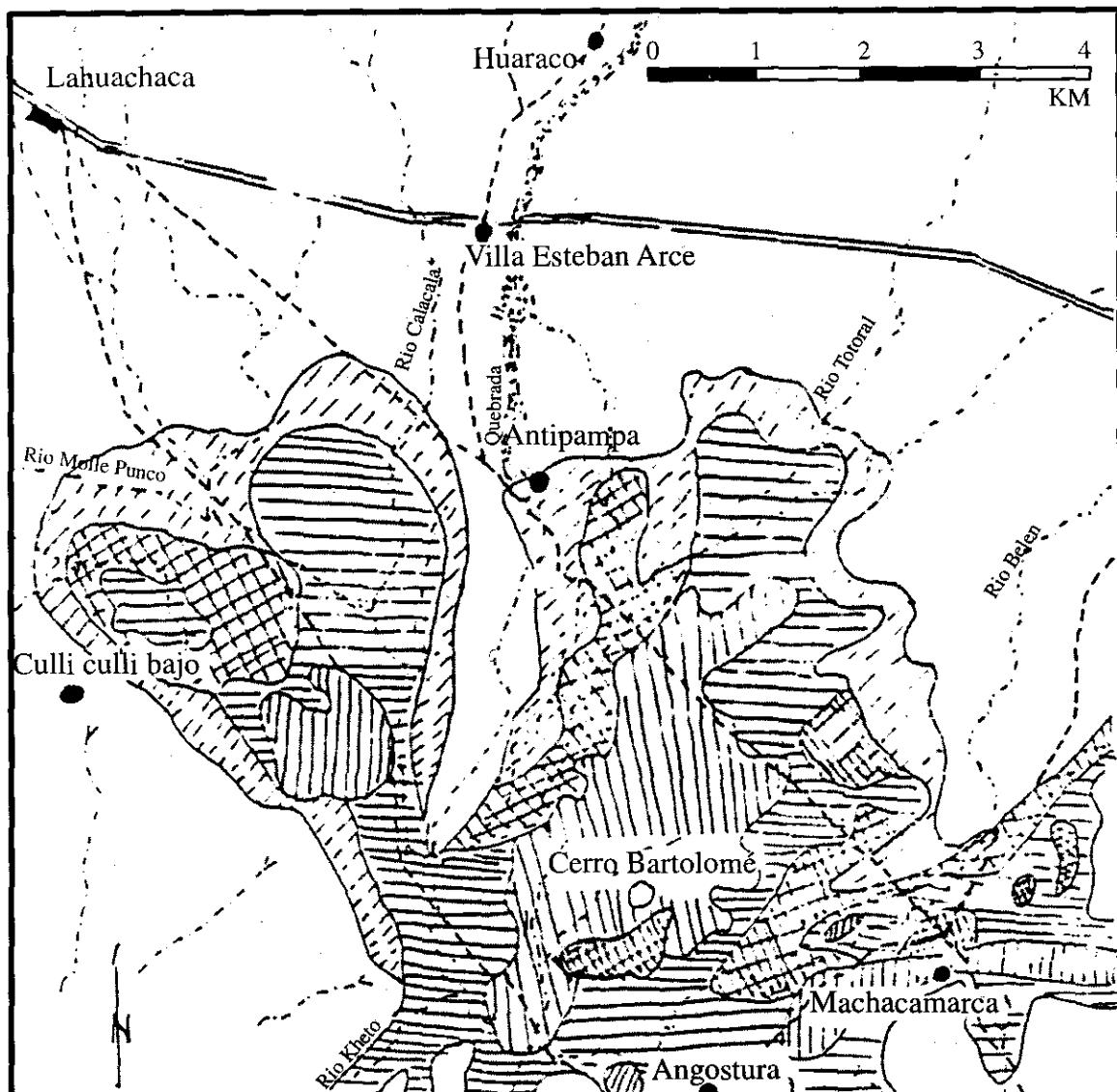
Del estudio de un solo pozo en Huaraco, de marzo 1981 a mayo 1982 y en 83-84, se descarta una salinidad baja del orden de 0.1g/l, con un lento aumento en la época seca y una rápida disminución en los meses más lluviosos. El nivel freático es suficientemente superficial para que se produzca un asenso capilar y evaporación a la superficie del suelo, con depósitos de sal; el lavado del suelo con las primeras lluvias en noviembre y diciembre es la causa por la cual la salinidad del agua subterránea sigue aumentando a principios de la época húmeda.

zonas). Los suelos de 2 a 30° se basan en sus características y ubicación dentro del paisaje. La zona de 30° a 60° es una combinación de características y ubicación. Continúan las zonas de 60° a 90° y así sucesivamente hasta llegar a las zonas que tienen más de 90° de exposición con basílica.



Del estudio se nro solo baso en el nro de mareas de mayo a 1891 y mayo a 1892 para obtener los datos de la superficie seca y la superficie húmeda. Con el nro de mareas de mayo a 1891 y mayo a 1892 se obtiene el nro de mareas de mayo a 1891 y mayo a 1892 para obtener los datos de la superficie seca y la superficie húmeda.

**Figura 4.1. Mapa de suelos salinos/sódicos en la llanura de inundación Sur Villarreal (Moreau, LANDSAT TM de noviembre 1986)**



Salinidad del suelo (g sal / kg suelo)

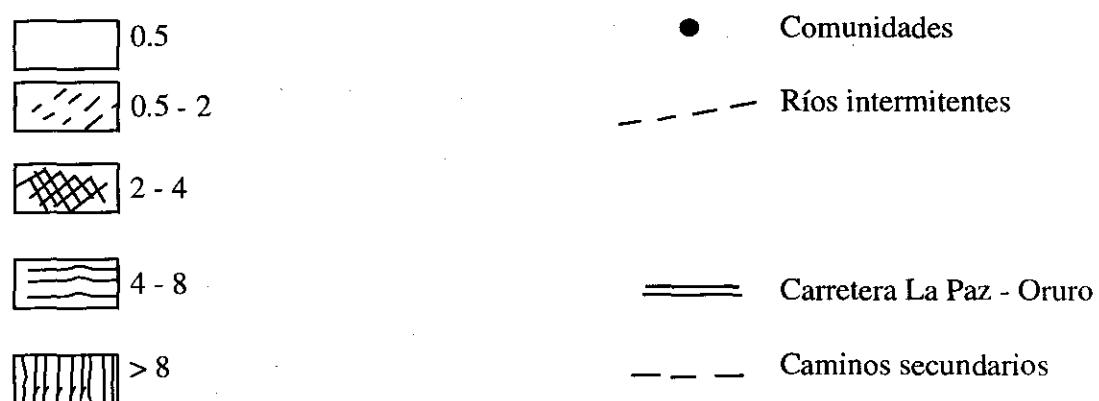


Figura 4.2 Mapa de suelos salinos en la llanura no inundable (Esteban Arce, Aroma) (Salm & Gehler, 1987)

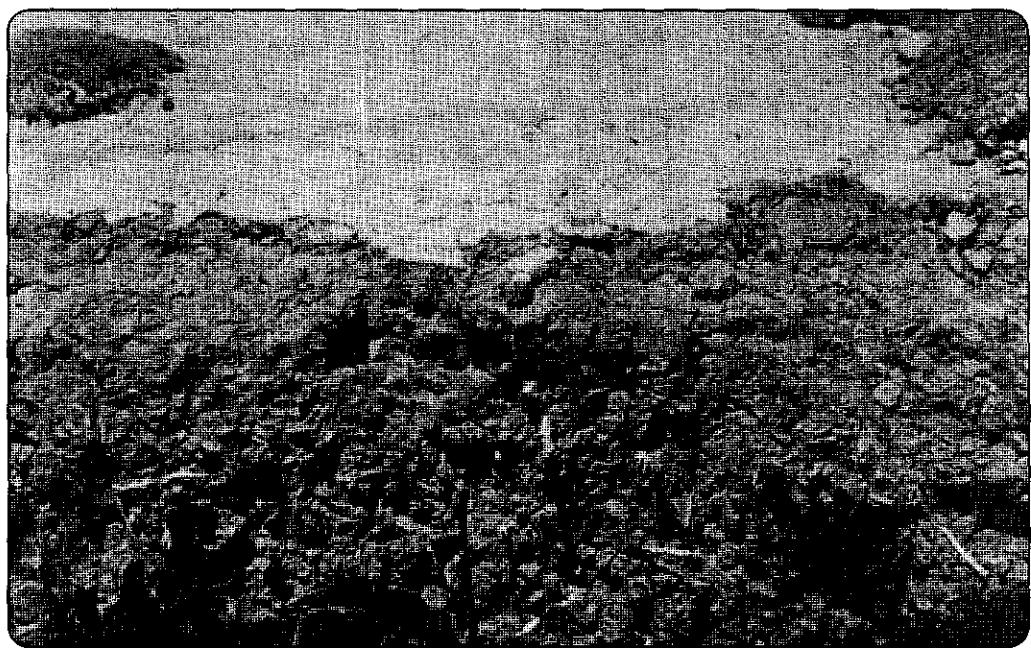


Foto 4.1. Costra y horizonte superficial, San Miguel, Villarroel (Hervé).

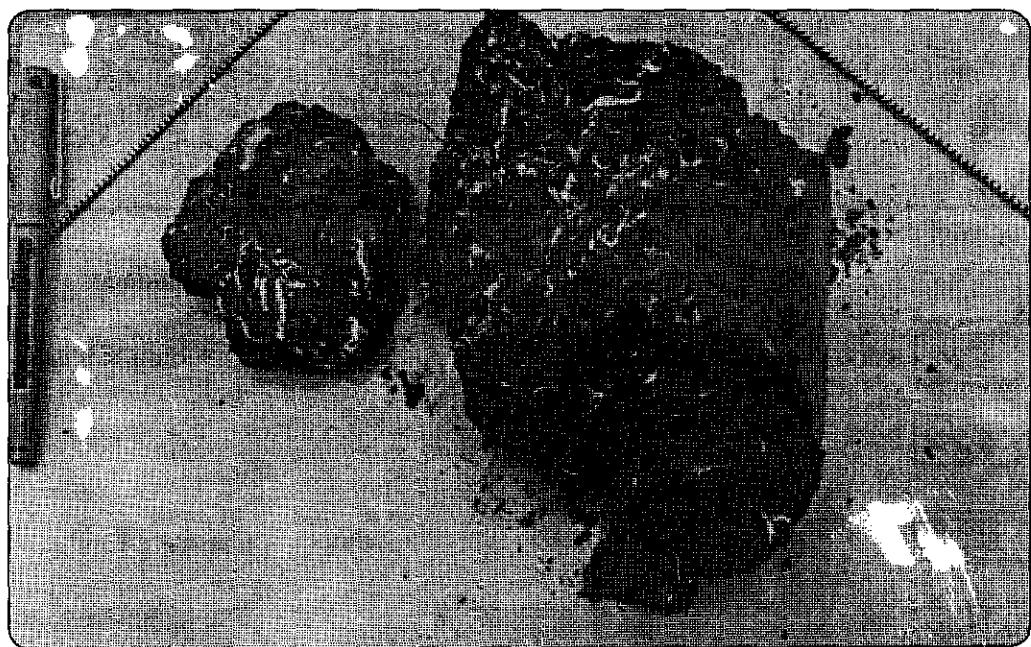


Foto 4.2. Terrón con depósito de yeso, Laruta Villarroel (Hervé).

#### **4.3. Problemática del análisis de suelos salinos y sódicos (J. Chungara)**

##### **Introducción**

El término suelo es usado con diversos significados por los agrónomos, para designar un cuerpo tridimensional con forma, superficie y profundidad (Soil Survey, 1951), o un perfil que posee profundidad pero no necesariamente forma o área. En esta contribución, se usará el término suelo aplicándolo a muestras que representan capas o puntos en el perfil. Los suelos salinos y sódicos han sido separados en tres grupos: suelos salinos, suelos sódicos-salinos y suelos sódicos no salinos. Pueden diagnosticarse con base en las determinaciones hechas en muestras de suelo. Pero sus análisis presentan una serie de dificultades, en particular la granulometría, la conductividad, el pH y los cationes. Las interacciones con la granulometría y la mineralogía de las arcillas son presentadas en el anexo 3, (1) y (2), respectivamente. Se detalla aquí los procedimientos analíticos de los análisis químicos, insistiendo en estas dificultades y recalando algunas recomendaciones para la interpretación de los resultados.

##### **4.3.1. Variables y métodos de análisis**

###### ***REACCIÓN DEL SUELO - pH***

El pH de una solución acuosa es el logaritmo negativo de la actividad del ion hidrógeno. Su valor puede determinarse con el potenciómetro, usando diversos electrodos, o colorimétricamente, mediante indicadores que cambian de color con la actividad del ion hidrógeno. Existe cierta duda, con relación a la propiedad exacta que se mide, cuando los métodos que se usan para determinar el pH de las soluciones se aplican a suspensiones de suelo en el agua. Sin embargo, se obtienen valores aparentes del pH, los cuales dependen de las características del suelo, la concentración de bióxido de carbono disuelto y el contenido de humedad la cual se efectúa la lectura. El pH del suelo está influenciado por la composición de los cationes intercambiables, la naturaleza de los materiales de intercambio catiónico, la composición y concentración de las sales solubles y la presencia o ausencia de yeso y carbonatos de metales alcalino terreos.

Las experiencias y estudios estadísticos de Fireman & Wadleigh (1951) permiten establecer los siguientes conceptos con relación al pH de pastas de suelos saturados: (1) pH de 8.5 o mayores indican casi siempre un porcentaje de sodio intercambiable superior o igual a 15% y la presencia

de carbonatos de metales alcalino terreos; (2) en suelos cuyo pH es menor a 8.5, el porcentaje de sodio intercambiable puede o no ser mayor a 15%; (3) los suelos cuyo pH es menor a 7.5, casi nunca contienen carbonatos de metales alcalino terreos, y si el pH es menor a 7.0, el suelo seguramente contendrá altas cantidades de hidrógeno intercambiable.

### **CATIONES Y ANIONES SOLUBLES**

Cuando se analizan los suelos salinos y sódicos para determinar cationes y aniones solubles, el objetivo principal es el de establecer la composición de las sales solubles presentes. La determinación de los cationes da indicaciones sobre la conductividad eléctrica y la presión osmótica. Las concentraciones relativas de los diversos cationes en los extractos de agua del suelo también dan información sobre la composición de los cationes intercambiables del suelo.

Los cationes y aniones solubles que generalmente se determinan en los suelos salinos y alcalinos, son: calcio, magnesio, sodio, potasio, cloruros, sulfatos, carbonatos y bicarbonatos, aunque a veces se determinan también nitratos y silicatos solubles. Al hacer un análisis completo, si la suma de los cationes expresada en equivalentes sobrepasa a la de los aniones, conviene determinar nitratos. En los suelos sódicos con pH alto se encuentran altas concentraciones de silicatos solubles.

### **CATIONES INTERCAMBIABLES**

Cuando una muestra de suelo es colocada en la solución de una sal como el acetato de amonio, se produce en el suelo una adsorción de iones amonio con desplazamiento de una cantidad equivalente de cationes del suelo hacia la solución. Esta reacción se denomina “intercambio de cationes” y los cationes que se desplazan del suelo se llaman “cationes intercambiables”. Los constituyentes superficiales activos de los suelos que tienen propiedades de intercambio de cationes se llaman en conjunto “complejo de intercambio” y consisten en su mayor parte de minerales arcillosos y materia orgánica. La cantidad total de cationes intercambiables que un suelo puede retener se denomina “capacidad de intercambio catiónico” y generalmente se expresa en miliequivalentes por 100 gramos de suelo. Los cationes intercambiables influyen en forma

determinante en las propiedades físicas y químicas del suelo. Los cationes intercambiables influyen en forma determinante en las propiedades físicas y químicas del suelo.

Las determinaciones de las cantidades y proporciones de los diversos cationes intercambiables son de gran importancia, ya que los cationes intercambiables influyen en forma determinante en las propiedades físicas y químicas del suelo. El análisis de los cationes intercambiables en los suelos salinos y sódicos lleva consigo dificultades que ordinariamente no se encuentran en los suelos de las regiones húmedas. Estos suelos casi siempre contienen carbonatos de metales alcalino-térreos y una concentración relativamente alta de sales solubles, pudiendo tener baja permeabilidad al alcohol y a soluciones acuosas. Cualquier solución que sea capaz de desplazar los cationes intercambiables de los suelos disuelve casi la totalidad de las sales solubles así como una buena proporción de los carbonatos de calcio y magnesio que se encuentran en el suelo. Las sales solubles no deben lavarse del suelo antes de la extracción de los cationes intercambiables, debido a cambios de importancia que suceden como consecuencia de la dilución e hidrólisis. Por lo tanto, la disolución de las sales requiere determinaciones independientes del contenido de cationes solubles y además que se corrija el análisis de cationes intercambiables por la presencia de sales, pues la presencia de carbonatos de calcio y magnesio impide una exacta determinación del calcio y magnesio intercambiable. Aún más, la baja permeabilidad de muchos suelos alcalinos vuelve engorrosas e inconvenientes las técnicas convencionales de lavado para desplazar los cationes intercambiables.

La solución normal de acetato de amonio es la solución salina que más se recomienda para la extracción de los cationes intercambiables y para la saturación del complejo de intercambio catiónico. Aunque esta solución tiene muchas ventajas, ciertos suelos salinos y alcalinos fijan cantidades apreciables de iones amonio y de potasio bajo condiciones de humedad. No obstante, la fijación del amonio no interfiere en la extracción de los cationes intercambiables, pero los valores obtenidos para la capacidad de intercambio catiónico, cuando se satura con amonio, son bajos en una cantidad igual a la del amonio fijado. Se recomienda por lo tanto, para determinar la capacidad de intercambio catiónico, de usar un catión que no esté sujeto a la fijación señalada.

Para la determinación de potasio, magnesio y calcio intercambiables en los suelos estudiados, se usa el método de Bower *et al.*(1952). En este método las sales se ponen en contacto con acetato de sodio de pH 8.2. Este reactivo disuelve poco los carbonatos, no hay riesgos de insolubilización

del catión y el pH elevado permite obtener un valor máximo de la capacidad de intercambio. La determinación de sodio intercambiable se hace con acetato de amonio después de lavar la muestra de suelo con alcohol repetidas veces. Una manera interesante de obtener el sodio intercambiable así como los otros cationes es determinando los miliequivalentes por 100 gramos de cada catión una vez extraídos con acetato de amonio y este valor se resta del valor en miliequivalentes por 100 gramos de los cationes solubles medidos del extracto de suelos. Recomendamos este método en caso de que los resultados obtenidos con los métodos anteriores no sean los esperados. Se determina la capacidad de intercambio catiónico midiendo los miliequivalentes de sodio adsorbido por 100 gramos de suelo después de tratar la muestra con un exceso de solución normal de acetato de sodio con pH de 8.2, lavado con alcohol y extraído con la solución de acetato de amonio.

Las dificultades que se presentan, cuando se lavan suelos de baja permeabilidad, pueden evitarse agitando y centrifugando los tubos con porciones sucesivas de líquidos de extracción y lavado. El acetato de amonio normal neutro se usa para la extracción de cationes intercambiables y solubles, debido a que su interferencia en métodos analíticos puede ser eliminada fácilmente. Entre los cationes más comunes, el sodio es el más indicado para determinar la capacidad de intercambio catiónico. Como antes se dijo, el amoniaco y el potasio están sujetos a ser fijados en una forma difícilmente intercambiable y la presencia constante de carbonatos de calcio y magnesio, en suelos salinos y sódicos, excluye el uso de extractores que contengan calcio o magnesio. El hecho de que el sodio sea un catión predominante, en la mayor parte de los suelos salinos y sódicos, favorece su uso en la determinación de la capacidad de intercambio catiónico.

El detalle de los pretratamientos y de las determinaciones de cationes intercambiables y de la capacidad de intercambio catiónico, tal como están practicados en el IBTEN (Ledezma & Orsag), esta sintetizado en la figura 4.3. Mayores comentarios del mismo se encuentran en el anexo 4. Se ilustra en el anexo 5 por qué, en suelos salinos, puede ocurrir que la suma de cationes supere la capacidad de intercambio catiónico.

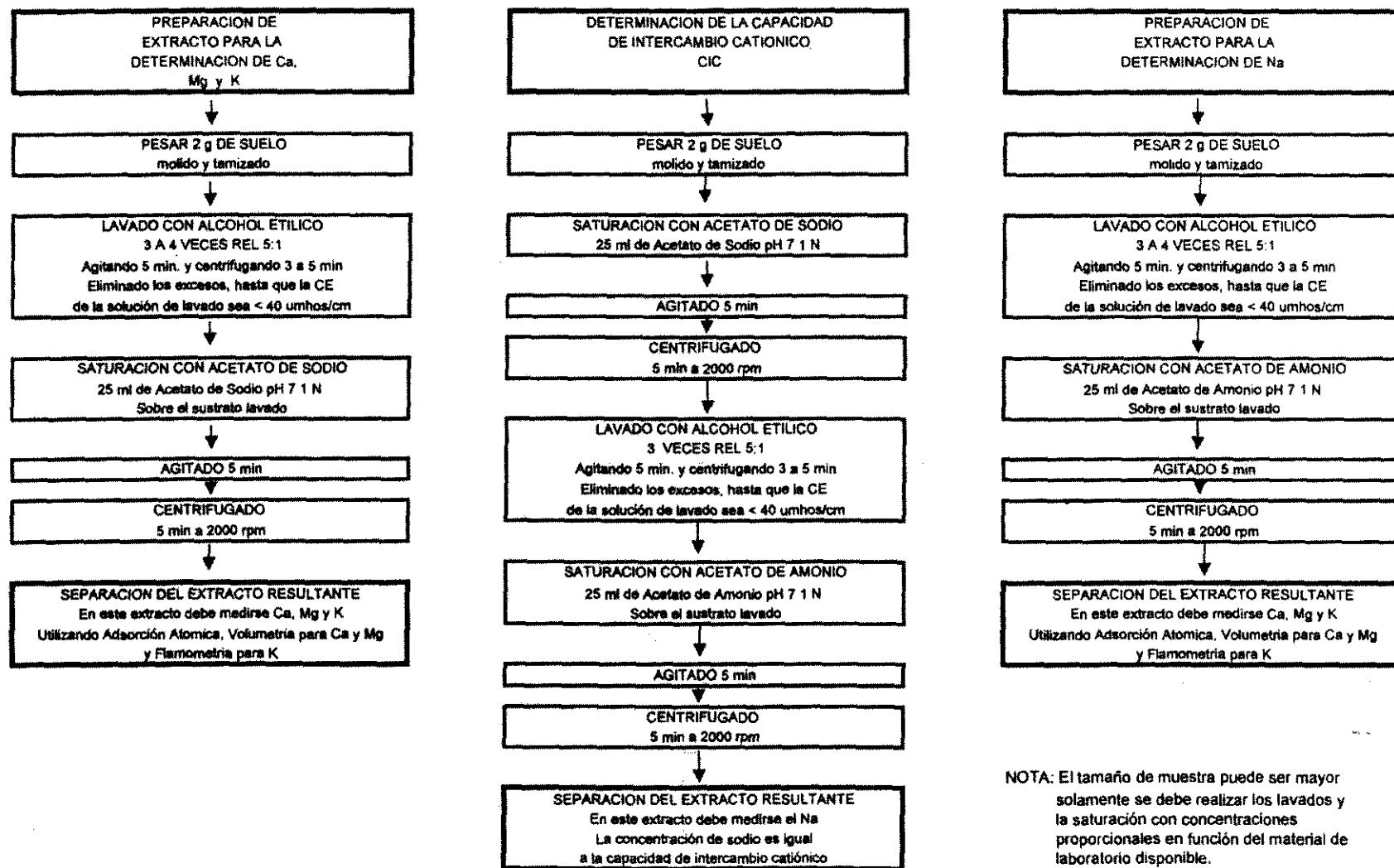


Figura 4.3. METODOLOGIA PARA LA DETERMINACION DE LA CAPACIDAD DE INTERCAMBIO CATIONICO Y CATIONES INTERCAMBIABLES  
(Ruben Ledezma & Vladimir Orsag, IBTEN)

## **DETERMINACIONES A PARTIR DE UN EXTRACTO DE SATURACIÓN**

### **EXTRACTO DE SUELO**

La justificación del uso de un extracto de saturación se encuentra en el anexo 6. El contenido de la humedad correspondiente a la saturación del suelo es la cantidad máxima de agua que puede retener el suelo sin que, al practicar una depresión en la masa del mismo, se acumule agua libre. La cantidad de muestra de suelo a extraer para realizar esta determinación depende de la textura del mismo y del volumen de la celda de conductividades que se emplea. Se detalla a continuación la manera de determinar el contenido de humedad correspondiente a la saturación del suelo.

*Se introduce en un vaso un peso adecuado de sólido que proporcione el volumen que se necesite de filtrado. La primera mitad o los dos tercios del agua necesaria se añade resbalando por las paredes del vaso de forma que pase a través de los grandes capilares. Durante esta fase, el suelo no es perturbado, ya que el movimiento del agua a través de un suelo enfangado es muy lento. Se añaden nuevas porciones de agua hasta que toda la masa de suelo quede humedecida por capilaridad. Es conveniente añadir cantidades pequeñas de agua a las distintas muestras que se hayan de analizar sucesivamente, dejando que para cada una de ellas transcurra todo el tiempo que sea necesario para llegar a la imbibición total de cada porción añadida, antes de añadir una nueva porción de agua a la misma muestra. Seguidamente se agita la muestra mediante una espátula y se añade más agua o más suelo para ajustar definitivamente el contenido de agua. El contenido en agua es el correcto cuando el suelo fluye, apenas para llenar un hoyo practicado con la espátula, fluyendo la mezcla de la espátula y estando la superficie suficientemente húmeda para brillar. Si se practica una depresión en la superficie, no debe acumularse agua en la misma en el transcurso de unos cuantos minutos. Si se acumula agua en las depresiones de la superficie, ello indica que se ha añadido una cantidad excesiva de agua, debiendo añadirse un poco más de suelo para absorber el exceso. Con un poco de práctica se puede reproducir el tanto por ciento de humedad de saturación para el suelo.*

## **DETERMINACIÓN DE LA RELACION SUELO – AGUA**

Para realizar las medidas de conductividad, es necesario dejar que se equilibre el suelo saturado. Como el extracto se va a analizar químicamente para determinar la composición iónica, se deja que el suelo saturado de humedad se equilibre durante toda una noche con el fin de que se alcance el equilibrio correspondiente al canje iónico. Este tiempo y aún dos noches son necesarios para los tipos de suelos salinos en virtud de que la capilaridad es pequeña y el humedecimiento es moroso en tiempo, siendo necesario agitar con espátula levemente.

*Para la determinación de la relación suelo – agua, es decir la cantidad de suelo contenida en un mililitro de agua, es necesario conocer el peso de suelo seco inicial y la cantidad de agua añadida para obtener la pasta. Se pesa un vaso de vidrio de 600 ml completamente limpio y seco (peso A), se añade una cantidad de suelo entre 100 – 200 gr. al vaso que se encuentra sobre la balanza, se anota el nuevo peso de vaso + suelo seco (Peso B). Posteriormente se procede a obtener la pasta saturada como se indica en 1) y se deja reposar hasta el día siguiente. Una vez que se tenga el extracto adecuado de acuerdo a 1), se vuelve a pesar (Peso C) y se procede a la filtración en un embudo de Buchner grande separándose el “extracto de saturación” por succión. El peso del suelo se obtiene restando B – A y el volumen de agua se obtiene restando C – B, suponiendo que la densidad del agua es 1 g/ml. La relación suelo agua es la división del peso del suelo en gramos por el volumen de agua en mililitros.*

Es necesario notar que la compactación de los suelos salinos y salino sódicos dificulta el paso del agua y esto se nota cuando se trata de obtener la pasta y cuando se trata de filtrar. Estas dificultades se superan con práctica para la obtención de la pasta y un mayor tiempo de equilibrio, en casos especiales hasta dos noches. El problema de la filtración se supera con un embudo de tamaño adecuado y con la obtención de una cantidad (50 ml) suficiente para los análisis químicos más importantes del suelo. El pH se mide con electrodos de vidrio a causa de sus ventajas, apenas obtenido el extracto de saturación.

## **CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA**

Se mide la conductividad eléctrica de la misma manera que el pH, es decir, inmediatamente obtenido el extracto de saturación. En laboratorio no es dificultosa su medida en virtud de que el equipo disponible permite la medida del pH y de la CE al mismo tiempo. Las unidades son en milimhos por centímetro cuadrado ó mili siemens (mS).

## **CATIONES SOLUBLES**

Los cationes que se miden del extracto de saturación son: Sodio, Potasio, Magnesio y Calcio.

- Para la determinación de sodio y potasio se utiliza el método de espectroscopía de emisión atómica, habitualmente el rango de trabajo para ambos es de 10 ppm. En suelos salinos y salino-sódicos se mide el potasio directamente a partir del extracto de saturación. En cambio, para el análisis del sodio es necesario diluir 100 veces el extracto.
- Para calcio y magnesio utilizamos el método de la espectroscopía de absorción atómica, siendo necesario añadir a la muestra una solución de lantano para minimizar interferencias de silicatos y fosfatos sobre los resultados que se reportan en mg de catión por kilogramo de suelo seco.

## **ANIONES SOLUBLES**

Los aniones que analizamos son cloruros, carbonatos, bicarbonatos y sulfatos. Los aparatos usados son una bureta, pipetas, frascos erlenmeyer.

- Para cloruros valoramos la muestra con una disolución de  $\text{AgNO}_3$  (disolución nitrato de plata 0.05 N), en presencia de iones  $\text{CrO}_4^{2-}$  (indicador cromato potásico 5% en agua). *Del extracto de saturación de suelos salinos, tomar 1 a 5 ml de alícuota en un erlenmeyer de 125 ml, añadir agua hasta 50 ml, añadir 1 ml de disolución de cromato, valorar con el nitrato de plata 0.05 N hasta la aparición del primer color rojo permanente como consecuencia de la precipitación del  $\text{Ag}_2\text{CrO}_4$ . Se valora un blanco con 50 ml de agua libre de cloruros.*

- La valoración de carbonatos y bicarbonatos se realiza con ácido sulfúrico ( $\text{H}_2\text{SO}_4$  0.05 N valorado) e indicadores de pH, fenolftaleína y anaranjado de metilo. *A unos 10 ml del extracto de saturación se añaden 0.15 ml de indicador fenolftaleína y si se produce color rosa indica la*

*presencia del ión  $CO_3^{=}$  (carbonato normal). El ión  $CO_3^{=}$  se valora mediante  $H_2SO_4$  0.05N, añadiendo una gota cada 2 ó 3 segundos hasta que desaparezca el color. La lectura de la bureta multiplicada por 2 da la cantidad de  $CO_3^{=}$  en meq por litro.*

A la disolución resultante de la valoración del  $CO_3^{=}$ , o a la disolución original si no se produjese el color rosa, se añade 0.1 ml de anaranjado de metilo y se continúa la valoración (sin volver a cargar la bureta) hasta observar el primer cambio en el color del anaranjado de metilo. Se anota la lectura total de la bureta. La disolución se conserva para realizar la determinación de cloruros.

En caso de que el ión  $CO_3^{=}$  no estuviese presente, la lectura de la bureta expresada en mililitros es numéricamente igual al número de meq de  $HCO_3^{-}$  por litro o a los equivalentes por un millón de partes de la disolución. Si la disolución contenía  $CO_3^{=}$ , el volumen correspondiente a los  $CO_3^{=}$  se multiplica por dos y se sustrae del volumen total consumido, y la diferencia indica los meq de  $HCO_3^{-}$  por litro o los equivalentes por millón de partes de la disolución. Se deben realizar ensayos en blanco con los reactivos y sustraerlos de las determinaciones.

- Para la determinación de sulfatos, utilizamos el método turbidimétrico.

*Se usa los siguientes reactivos:*

- 5% de clorhidrato de hidroxilamina en agua (preparar antes de usar).
- Reactivo  $BaCl_2$  : mezclar 20 ml de Tween 20 y 100 ml de solución de 10% de  $BaCl_2$ . Equilibrar por 24 horas. Esa solución se diluye 10 veces antes de usarse.
- Stock de 1000 ppm de  $SO_4^{=}$ . El rango de trabajo es de 2 a 20 ppm.

*Se transfiere una alícuota a un matraz de 10 ml. Se añade 1 ml de Clorhidrato de hidroxilamina y 2 ml de reactivo  $BaCl_2$ . Se agita energicamente por 10 minutos y directamente se mide la absorbencia 400 nm. Los patrones se tratan de similar manera.*

## **CATIONES INTERCAMBIABLES : POTASIO, CALCIO, MAGNESIO, SODIO**

Se utilizan agitadores mecánicos, centrifugadora, balanza, equipos de absorción atómica y emisión atómica (flamómetro), matraces de vidrio de varios tamaños y los siguientes reactivos: Acetato de sodio 1 N., alcohol absoluto de 98 %, óxido de lantano, patrones de Ca, Mg, K; Acetato de amonio 1 N., alcohol absoluto de 98 %, patrones de Na.

- Para K, Ca y Mg, se coloca 1.5 a 2 g. de suelo en un tubo de centrifugadora, se añade 25 ml de acetato de sodio, se agita mecánicamente por 5 minutos, se lleva a la centrifugadora por 15 minutos a 2000 rpm. Se transfiere el extracto a un recipiente adecuado: un vial de vidrio de 25 ml del extracto se mide K, Ca, Mg. El suelo que queda en el tubo se lava con alcohol para luego determinar la capacidad de intercambio catiónico. El potasio se determina por espectrometría de emisión atómica. El calcio y el magnesio se analizan por espectroscopia de absorción atómica utilizando óxido de lantano para minimizar interferencias.
- Para Na, se coloca 1.5 a 2 g. de suelo en un tubo de centrifugadora, se lava varias veces de 3 a 4 veces con alcohol en una proporción de 1 en 5: 1 g de suelo por 5 ml de alcohol, hasta que el alcohol desecharo de la centrifugadora tenga un valor de CE menor a 40 mS. Se añade 25 ml de acetato de amonio, se agita mecánicamente por 5 minutos, se lleva a la centrifugadora por 15 minutos a 2000 rpm. Se transfiere el extracto a un recipiente adecuado, un vial de vidrio de 25 ml, y se mide Na por espectrometría de emisión atómica.

## **CAPACIDAD DE INTERCAMBIO CATIÓNICO**

Se añade al sustrato residual del análisis de Ca, Mg y K intercambiables alcohol, se lava 3 a 4 veces con alcohol en una proporción de 1 en 5: 1 g de suelo por 5 ml de alcohol, hasta que el alcohol desecharo de la centrifugadora tenga un valor de CE menor a 40 mS. Se añade 25 ml de acetato de amonio, se agita mecánicamente por 5 minutos, se lleva a la centrifugadora por 15 minutos a 2000 rpm. Se transfiere el extracto a un recipiente adecuado: un vial de vidrio de 25 ml se mide Na por espectrometría de emisión atómica. El valor numérico del sodio en meq por 100 g es igual a la capacidad de intercambio catiónico.

## CARBONATO TOTAL

La cantidad de  $\text{CaCO}_3$  presente en el suelo se calcula de la cantidad de  $\text{H}_2\text{SO}_4$  que reacciona de la siguiente manera:  $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{SO}_4 \rightarrow \text{CaSO}_4 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ . Se añade un exceso de  $\text{H}_2\text{SO}_4$  y se titula en retroceso con  $\text{NaOH}$ .

*Para esta determinación se necesita una balanza de precisión, buretas y un erlenmeyer de 500 ml, y los siguientes reactivos:  $\text{H}_2\text{SO}_4$  (0.5 N) y  $\text{NaOH}$  (0.5 N), 100 ml de fenolftaleína: 1 g en 100 ml de etanol (96%), 60 ml de rojo de metilo: 0.1 g en 100 ml de etanol (96%), 40 ml de verde de bromocresol + 80 ml de agua + 5.7 ml de  $\text{NaOH}$  0.01 N.*

*El procedimiento es el siguiente:*

- a) *Normalizar la solución de hidróxido de sodio.*
- b) *Colocar 1 g de muestra de suelo en erlenmeyer de 500 ml. Añadir 25 ml de  $\text{H}_2\text{SO}_4$  0.5 N y llevar a un volumen de  $\pm$  150 ml con agua destilada. El erlenmeyer se coloca en un baño de agua caliente por una hora. Después de enfriado se añade 0.5 ml de la mezcla de indicadores y se titula con  $\text{NaOH}$  0.5 N. Cuando el color rojo cambia a verde, el  $\text{NaOH}$  se añade gota a gota, el punto final se alcanza cuando el color cambia a rojo intenso.*
- c) *Un blanco (sin suelo) se corre de la misma manera que las muestras.*
- d) *Para los cálculos, la cantidad de  $\text{H}_2\text{SO}_4$  que ha reaccionado con el carbonato es:*

$(a - b) * N = \text{meq CaCO}_3$       dónde:  $N = \text{Normalidad de NaOH}$ ,  $a = \text{ml de NaOH añadidos al blanco}$ ,  $b = \text{ml de NaOH añadidos a la muestra}$ .

Ya que: 1 meq  $\text{CaCO}_3 = 50 \text{ mg CaCO}_3$ ,

$$(a - b) * N * 50 = \text{mg CaCO}_3 \text{ presentes en 1 g de suelo ó \% CaCO}_3 = (a - b) * N * 5.$$

#### **4.3.2. Claves de verificación de los resultados del análisis químico**

Un medio de establecer si hay errores en los análisis químicos de los suelos es interpretar las relaciones que existen entre los valores que se obtienen con diversas determinaciones. Por lo tanto, la comprensión de los principios que estas relaciones involucran facilita la interpretación de los análisis y, en el caso de los suelos salinos, la verificación de los resultados de los análisis químicos.

- Conductividad eléctrica y concentración total de cationes. La CE de las soluciones y de los extractos de saturación, expresada en  $\text{mmhos.cm}^{-1}$  a  $25^\circ\text{C}$  y multiplicada por 10, es aproximadamente igual a la concentración total de cationes solubles expresada en  $\text{m.e.l}^{-1}$ .

- Concentración de cationes y de aniones. La concentración o el contenido total de aniones solubles y la concentración o el contenido total de cationes solubles son casi iguales cuando se expresan en forma equivalente.

- pH. Si, en un extracto de saturación, se encuentran carbonatos y bicarbonatos por titulación, el pH del extracto deberá ser mayor que 9.0. La concentración de bicarbonatos raramente excede de  $10 \text{ m.e.l}^{-1}$ . En ausencia de carbonatos y si el pH es de 7 o menos, rara vez pasará de 3 a  $4 \text{ m.e.l}^{-1}$ .

La concentración de calcio y magnesio en un extracto de saturación raramente excede de  $2 \text{ m.e.l}^{-1}$  para lecturas de pH mayores de 9.0. Por lo tanto, el total de calcio y magnesio será bajo si hay iones carbonato en cantidades titulables, y la suma de calcio más magnesio nunca es alta en presencia de una alta concentración de iones bicarbonato.

En relación a carbonatos de metales alcalino terreos, el pH del extracto de un suelo calcáreo a por ciento de saturación, invariablemente es mayor a 7.0 y generalmente mayor a 7.5, un suelo no calcáreo puede tener un pH hasta de 7.3 a 7.4. Si el pH del extracto de saturación es mayor a 8.5, con toda seguridad, el PSI será igual o mayor a 15.

- Calcio y sulfato en un extracto de suelo agua y contenido de yeso en el suelo. La solubilidad del yeso a temperatura ordinaria es de unos  $30 \text{ m.e.l}^{-1}$  en agua destilada y de  $50 \text{ m.e.l}^{-1}$  o más en soluciones muy salinas. Sin embargo, debido al efecto del ión común, un

exceso de calcio o sulfato puede causar que disminuya la solubilidad del yeso hasta unos 20 m.e.l<sup>-1</sup>. Por lo tanto, el extracto de saturación de un suelo no yesífero puede contener más de 30 m.e.l<sup>-1</sup> de calcio y sulfato (como en el suelo salino No. 756, Cuadro 1) y un suelo yesífero puede tener una concentración de calcio hasta de 20 m.e.l<sup>-1</sup>. Debido a esto, por regla general, en los suelos cuyo contenido de calcio y magnesio en su extracto de saturación es mayor a 20 m.e.l<sup>-1</sup>, deberá comprobarse su contenido de yeso.

- CIC y PSI. Debido a que la capacidad de intercambio catiónico (CIC) y las propiedades de retención de humedad se relacionan con la textura del suelo, generalmente existe una aceptable relación entre ambas propiedades, especialmente en aquellos suelos de idéntico material de origen.

#### **4.3.3. Recomendaciones**

##### ***Extracto de suelo***

La obtención de extracto de suelo es más conveniente hacerla en suelo tamizado a 1 mm, debido a que los suelos son sódicos, alcalinos, y tienen muy baja permeabilidad, lo que dificulta el ataque a partículas de suelo tamizadas a 2 mm o más. En ocasiones es necesario dejar reposar más de 24 horas el extracto a fin de tener un extracto que represente las características buscadas. No es fácil el manejo de la pasta saturada; a veces, es difícil tratar de remover con varillas de vidrio o espátulas debido a la resistencia de la pasta saturada, en estos casos recomendamos añadir un poco más de agua para obtener la pasta saturada adecuada.

##### ***Determinación de la relación suelo – agua***

Para la determinación del por ciento de saturación, no es necesario llevar un volumen de agua determinado, porque suponiendo que la densidad del agua es de 1 g/ml basta con pesar el vaso que contiene el suelo y el agua y mediante restas obtener el peso del agua y la equivalencia en volumen.

## **pH**

La determinación de pH es mejor hacerla en extracto de suelos y no así en soluciones con relación 1:2 ó 1:5 u otra porque aquella refleja de mejor manera las condiciones en que se encuentra el suelo en el campo. La cantidad adecuada de extracto que se requiere para esta medida es de 25 a 50 ml.

## **Conductividad eléctrica**

La determinación de conductividad eléctrica es mejor hacerla en extracto de suelos de la misma manera que el pH. La cantidad adecuada de extracto para su determinación es de 25 – 50 ml. En caso de usarse equipos cuyo valor máximo de medida es inferior a la conductividad de soluciones con alto contenido de sales, se recomienda diluir la solución 1:2, 1:3, etc. hasta encontrar un valor dentro del rango de medida de los equipos.

## **Cationes solubles**

La determinación de los diversos cationes se debe hacer tan pronto como se obtenga la pasta saturada, debido a que el almacenamiento por un tiempo puede alterar el contenido de sales. Para la medición de calcio y magnesio en absorción atómica, recomendamos el uso de óxido de lantano para minimizar la interferencia de sustancias como fosfatos ó silicatos que interfieren en la medición de los cationes. Para la determinación de potasio basta con una medida directa o en caso necesario poca dilución. En cambio, para la determinación de sodio, se debe diluir al menos dos veces para hacer una medida adecuada al rango de medida del instrumento.

## **Aniones solubles**

Al igual que los cationes la determinación de los aniones se hace tan pronto se obtenga la pasta saturada. Especialmente se debe analizar carbonatos y bicarbonatos inmediatamente porque el pH de la pasta y un lapso de tiempo de almacenamiento alteran los resultados de esos aniones. Para los suelos salinos, alícuotas de 5 – 10 ml y titulación con  $H_2SO_4$  de 0.02 N son suficientes. Para el análisis de cloruro se recomienda usar alícuotas de 1 a 5 ml y titular con un Nitrato de plata de normalidad 0.05. Para el análisis de sulfatos por turbidimetría es muy importante agitar bastante tiempo 3 – 5 minutos la solución a medir en el colorímetro.

## **Cationes intercambiables**

### *Potasio, calcio, magnesio intercambiables*

Los cuidados para el análisis en los equipos son los mismos que para los cationes solubles. Se recomienda los valores que se obtienen usando acetato de sodio de pH 8.2 porque se encuentran dentro de los valores esperados. En caso de que los valores de calcio sean muy mayores a 15 meq/100 g., es preferible usar un extractante como cloruro de bario – Trietanol amina para obtener valores de calcio más adecuados.

### *Sodio intercambiable*

El lavado con alcohol se debe hacer de una manera muy completa, hasta que el alcohol de lavado tenga una C.E. inferior a 20  $\mu\text{mhos}/\text{cm}$ , a veces se hace necesario lavar hasta 5 – 6 veces para obtener esos valores. El contenido de alcohol de lavado cada vez debe estar en una cantidad de 5 por cada gramo de suelo. Cuando se tienen valores muy grandes de sodio intercambiable, se recomienda obtener el valor restando el valor obtenido del valor de sodio soluble, ambos resultados en miliequivalentes por 100 gramos.

### *Capacidad de intercambio catiónico*

Para la obtención del valor de la capacidad de intercambio catiónico no es necesario lavar inicialmente con alcohol el suelo, es mejor extraer directamente con acetato de sodio. El extracto obtenido se usa para el análisis de Ca, Mg y K, la pasta se lava con alcohol también varias veces hasta obtener un alcohol de conductividad menor a 20 mmhos/cm, entonces se mide el valor del sodio que es equivalente al valor de la capacidad de intercambio catiónico.

### *Carbonato total*

Se debe prestar especial atención al calentamiento de la solución con ácido sulfúrico para expulsar todo el carbonato, un calentamiento a baja temperatura y por poco tiempo no garantiza buenos resultados.

#### **4.4. Efecto de sales, sodio y boro, sobre las propiedades del suelo (V. Orsag)**

##### **4.4.1. Características generales de las sales presentes en suelos salinos**

De acuerdo a Porta *et al.* (1994), los suelos y aguas de las zonas semiáridas y áridas contienen importantes concentraciones de cloruros, sulfatos, carbonatos, bicarbonatos y nitratos de sodio, magnesio, calcio o potasio. En los suelos salinos, las sales que se acumulan por procesos naturales y/o antrópicos presentan una gran complejidad y variabilidad espacial y temporal en función a la temperatura y humedad del medio en que se cristalizan. Ademas, cada sal tiene una toxicidad específica para las plantas (cuadro 4.8).

**Cuadro 4.8. Sales y toxicidad en suelos salinos**

CLASE		PRESENCIA EN SUELOS SALINOS	SOLUBILIDAD g l <sup>-1</sup>	TOXICIDAD PARA LAS PLANTAS
CLORURO	De sodio	Común	264	+++
	Magnesio	Común	353	++++
	Cálcico	Rara	400-500	++
	Potasio	Baja	Elevada	+
SULFATO	Sódico	Común	F(t)	++
	Magnesio	Común	262	++++
	Potasio	Baja	Elevada	+
CARBONATO	Sodio	Suelos Sódicos	178	+++++
BICARBONATO	Sodio	Suelos Sódicos	262	++++

Fuente : Porta et al. (1994).

##### **Cloruros**

Los cloruros que, por ser muy solubles, presentan alta toxicidad y los sulfatos son las sales más comunes en los suelos salinos. El cloruro de sodio es la sal más frecuente que constituye en las épocas secas eflorescencias con gusto salado. La presencia de NaCl afecta la solubilidad de otras sales por efecto del ión común (Kovda y Cools 1967). De acuerdo a los trabajos de Basslavskaya y Syroeshkina (1936), los cloruros disminuyen las actividades de la fotosíntesis en las papas. Harris

(1915) indica que los cloruros son más tóxicos que los sulfatos para la germinación de las plantas y determina la toxicidad relativa de las sales solubles:  $\text{NaCl} > \text{Ca Cl}_2 > \text{K Cl} > \text{MgCl}_2 > \text{KNO}_3 > \text{Mg}(\text{NO}_3)_2 > \text{Na}_2\text{SO}_4$ . Los nitratos de sodio son muy solubles y tóxicos pero se encuentran raras veces en los suelos salinos.

La acumulación de cloruros de magnesio se produce en los suelos con una salinidad extremadamente alta. Es una sal altamente tóxica y muy perjudicial para las plantas. Se puede formar si el suelo recibe aguas ricas en iones de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ , los que reaccionan con el Mg intercambiable del suelo. La presencia de cloruros de magnesio en el suelo hace que su superficie se mantenga húmeda por mucho tiempo después de una lluvia o un riego. Esto se debe a que esta sal es muy higroscópica y puede absorber agua del aire. Sus eflorescencias tienen un sabor amargo. El lavado de los suelos que contienen concentraciones elevadas de cloruros de magnesio es muy difícil, ya que por efecto de la dilución de valencia, el  $\text{Mg}^{2+}$  tendrá a ocupar sedes de intercambio desplazando a los iones monovalentes durante el lavado, según la Ley de Gapon.

*La fórmula de Gapón permite definir el equilibrio entre la solución externa e interna, en función de las actividades de los iones que hay en estas dos soluciones. En dicha fórmula intervienen las concentraciones relativas de los iones en las dos soluciones externa e interna. Sin embargo el valor de estas concentraciones debe ser corregido por un coeficiente de actividad ( $f$ ) del ión que expresa el grado de agitación del ión en la solución.*

*La actividad es inversamente proporcional a la concentración, pero depende también de la valencia e hidratación: Actividad = concentración  $\times f$*

*En soluciones muy diluidas la actividad es máxima, su valor es sensiblemente el de la concentración, siendo  $f$  aproximadamente igual a 1.*

*Si la concentración aumenta la actividad disminuye, disminuye más rápidamente para los iones bivalentes que para los monovalentes y más rápidamente para los iones hidratados que para los menos hidratados. Como la actividad de los iones aumenta con la dilución, el ión más diluido tiene tendencia a ser relativamente más adsorbido que el más concentrado.*

Si se indica la concentración por medio de paréntesis, la fórmula de Gapón da la expresión siguiente:

Indice  $i$  = Solución interna (iones adsorbidos)

Indice  $e$  = Solución externa (iones libres en solución)

$$\frac{(K)i}{(Ca)i} = k \frac{f(K)e}{f(Ca)e}$$

Como la actividad de los iones bivalentes interviene por la raíz cuadrada en el segundo término de la igualdad precedente, se deduce que son absorbidos más fuertemente que los monovalentes.

Tomando en cuenta que las concentraciones del suelo varían en el tiempo (época de lluvias y época seca), es necesario considerar que la dilución aumentará más la actividad de los cationes bivalentes que la de los monovalentes. En este sentido, en época de lluvias son más absorbidos los bivalentes como el calcio evitando la sodificación de los suelos, aspecto a considerar en los suelos del Altiplano. Esta comprobación explica el lavado preferencial de los monovalentes con relación a los bivalentes en época húmeda, y el paso preferencial a la solución del suelo de los monovalentes, que coincide con un lavado más intenso (más agua), mientras que en la época seca las soluciones son más ricas en bivalentes pero no hay lavado.

El cloruro de calcio es una sal muy poco común en los suelos salinos, debido a su mayor estabilidad que otras sales. El cloruro de potasio tiene propiedades análogas a las del cloruro de sodio, sin embargo, es muy poco frecuente en los suelos salinos debido a que el K es retenido de una manera más fuerte por las arcillas del suelo. Además, el potasio es un macronutriente por lo que queda inmovilizado en la biomasa.

### **Sulfatos**

El sulfato sódico es un componente frecuente en los suelos salinos; sus eflorescencias tienen un sabor a jabón y salado donde se distinguen:

$\text{Na}_2\text{SO}_4$  (Tenartita) en desiertos y periodos de sequía,

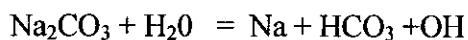
$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  (Mirabilita) en la estación húmeda.

La solubilidad de los sulfatos depende de la temperatura. Al igual que otras sales durante el periodo seco se acumulan en la superficie del suelo donde forman eflorescencias blancas y en la época húmeda pueden ser lavadas si las temperaturas y las características del suelo favorecen esta situación. El sulfato magnésico es un constituyente frecuente, muy soluble y altamente tóxico; su lavado es dificultoso. El sulfato de potasio no es responsable de la salinización de los suelos. La toxicidad relativa de los sulfatos es: Sulfato de Mg > Sulfato de K > Sulfato de Na.

### **Carbonato y Bicarbonato sódico**

La presencia de carbonato y bicarbonato sódico indica unas condiciones físico químicas especiales del suelo ligadas a procesos de alcalinización o sodificación ( $\text{ESP} > 15\%$ ), donde el porcentaje de sodio intercambiable es mayor al 15% de la CIC.

Los suelos con carbonatos y bicarbonatos de sodio tienen un pH superior a 9, pudiendo llegar a 12. Esta fuerte alcalinidad crea un medio inadecuado para el crecimiento de la mayoría de las plantas. La hidrólisis del carbonato sódico es el origen de valores de pH tan elevados:



Los efectos desfavorables del  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  se dejan sentir a partir de concentraciones del orden de 0,05 a 0,1 % de esta sal. El bicarbonato sódico da lugar a unas condiciones menos alcalinas y por consiguiente menos tóxicas:  $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O} = 2\text{NaHCO}_3$

En medios naturales donde el yeso es parte de los suelos, el carbonato sódico tenderá a desaparecer:  $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} = \text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O}$

### **Interacciones sales - arcillas**

De acuerdo con varios autores, una cantidad elevada de sales en el suelo mantiene floculados los coloides del suelo, de manera que puede parecer que el suelo tiene una buena condición granular. Sin embargo, un aumento del contenido de sodio intercambiable en el suelo dispersa las arcillas, solubiliza la materia orgánica, hidroliza el sodio con un consecuente aumento del pH y favorece el encostramiento superficial y sellado del suelo (disminución de la estabilidad estructural, la porosidad, la capacidad de retención de humedad, la permeabilidad y la aireación).

Según Shainberg & Letey (1984) la estructura del suelo puede degradarse al utilizar una agua de riego de baja concentración de electrolitos y por una elevada concentración de sodio en el complejo de cambio. En general según Porta et al. (1994) la concentración total y el tipo de sales por un lado, y la cantidad y mineralogía de las arcillas por otro, determinan la naturaleza de las interacciones entre el agua y la matriz del suelo. En el caso de los suelos del altiplano, las arcillas son de tipo illitas (Hervé *et al.*, 2001) como en otras partes del bloque andino oriental de Bolivia (Orsag & Blanco, 2001).

Las montmorillonitas, cuando están saturadas de calcio, presentan una unión de láminas paralelas en paquetes denominados “tactoides”. La sodificación conduce en una primera fase a la dispersión de los tactoides, que pueden migrar y colmatar los poros de los horizontes subyacentes (proceso irreversible), produciendo una disminución de la conductividad hidráulica. El aumento del PSI (Por ciento de Sodio Intercambiable) también provoca el colapso de los tactoides (PSI mayor a 50%) y si el PSI está entre 15 a 20%, la expansión de las partículas de arcilla es un proceso reversible pero el cambio en la geometría de los poros sigue afectando negativamente la conductividad hidráulica. Las arcillas sódicas desarrollan presiones de hinchamiento elevadas por lo que las partículas se hallan dispersas y la estructura degradada.

Según Porta *et al.* (1994), últimamente se ha introducido el concepto de “Valor de Floculación (VF)” para estudiar las relaciones de floculación-dispersión y la permeabilidad del suelo. El Valor de Floculación (VF) o Concentración Crítica de Coagulación (CCC) según Quirk y Schofield (1955), Van Olphen (1977), Golberg y Foster () citados por Porta et al (1994) la definen como: “Concentración del agua que al entrar en equilibrio con el suelo, para un ESP

dado, provoca una disminución de la permeabilidad de un 10 a un 15%”. o bien como: “Concentración mínima de un electrolito necesaria para flocular un coloide disperso dado en un determinado tiempo (24 h.)”. En aquellos casos que la concentración de electrolitos es menor que la CCC, tendrá lugar la dispersión.

Los valores de la floculación para distintos tipos de arcilla se pueden apreciar en el cuadro 4.9.

**Cuadro 4. 9. Valores de floculación según el tipo de montmorillonita**

Mineral	CCC mmol (+)l <sup>-1</sup>	Autor
Montmorillonita-Na	7-20	Arora & Coleman (1979)
Montmorillonita-Ca	0.17	Van Olphen (1977)
(CaCl <sub>2</sub> )	0.50	Greene & Cols (1978)

De acuerdo con Porta et al (1994), en el manejo de suelos con riesgo de sodificación habrá que tener en cuenta el valor de floculación para cada PSI, para no producir una degradación de las propiedades físicas del suelo.

Quirk (1986) define una concentración crítica entre Na<sup>+</sup> y Ca<sup>++</sup> en el agua de riego:

$$\text{Concentración crítica del agua de riego} = 0.56 \frac{\text{Na}^+}{\text{Ca}^{++}} + 0.6$$

Según el enfoque de Quirk (1986), un lavado con aguas de alta concentración salina es aplicable a la mejora de suelos salino-sódicos para evitar la expansión y translocación de coloides, y mantener así una conductividad hidráulica adecuada. El sodio irá siendo progresivamente lavado por el efecto de la dilución de valencia.

#### **4.4.2. Caso del Boro**

Según la bibliografía, los contenidos de boro varían en la mayor parte de los suelos, aproximadamente entre 20 a 200 ppm. Generalmente el boro se encuentra en forma de turmalina (silicato de boro) y boratos (de sodio, calcio y potasio) o en materiales de origen volcánico. También un mineral importante de boro es la Ulexita o Boronatrocacita ( $\text{CaNaB}_5 \cdot 8 \text{ H}_2\text{O}$ ), que se encuentra muchas veces concentrado en los salares a grandes alturas como en el Altiplano Sur de Bolivia. En la naturaleza el boro es un mineral sólido que se distingue por su alta resistencia a la mineralización. De acuerdo a Lopéz J.R. y López J.M. (1985) el boro se encuentra absorbido en los suelos, formando parte de los minerales primarios, asociado a la materia orgánica o a la arcilla, ó en solución. El ión borato reacciona con los grupos hidroxílicos de la materia orgánica, con óxidos hidratados de aluminio y hierro. El boro adsorbido por la arcilla y la materia orgánica constituye un regulador, gracias al cual se mantiene la concentración del boro en la solución del suelo y hace que las pérdidas por drenaje sean reducidas. Estas formas de boro son las que predominan en los suelos salinos y persisten aún recuperados estos suelos de las sales.

La disponibilidad del boro para las plantas depende de ciertas condiciones:

- El pH más favorable para la movilización del boro es de 5 a 7. El boro disminuye cuando el pH aumenta por encima de 7 pero vuelve a aumentar considerablemente cuando el pH del suelo sube por encima de 8,5. Por consiguiente en los suelos alcalinos las áreas de riego podrían presentar niveles excesivos de boro disponible debido a que las aguas de riego aportan concentraciones importantes de este elemento.
- La materia orgánica de los suelos incide en la accesibilidad del boro para las plantas. Inicialmente este se encuentra en forma inaccesible y solo se vuelve disponible luego de su mineralización.
- También el boro forma con las arcillas, gracias a fenómenos de adsorción, complejos de superficie de esfera interna que resultan muy estables. Por este motivo el lavado de un exceso de boro por lavado resulta difícil en suelos pesados.

De acuerdo a De Broyn (1966) existe un antagonismo entre el calcio y el boro, lo que explica la menor toxicidad del boro en suelos calizos. Esto se puede interpretar por el hecho de que el metaborato inicialmente sódico reacciona con el Ca del agua del suelo y forma metaborato cálcico, cuya solubilidad es considerablemente menor. El boro disponible en el suelo puede ser fácilmente lavado de los suelos, lo que explica cierta deficiencia de este elemento en suelos de percolación elevada.

Se ha establecido que el boro influye principalmente en el desplazamiento de los carbohidratos en las plantas, en el desarrollo y en las funciones fisiológicas de los órganos reproductivos. La deficiencia de boro se manifiesta sobre todo en las partes crecientes más jóvenes de las plantas donde se nota una destrucción de los tejidos jóvenes, la misma que va acompañada de una coloración rojiza o amarillenta de las hojas.

En suelos neutros a moderadamente alcalinos la deficiencia se puede manifestar en los cultivos de alfalfa, donde se nota una disminución sustancial en la producción de semilla o la formación del “cogollo amarillo”, también se presenta problemas en las raíces tuberosas “podedumbre seca”.

En caso de toxicidad por exceso de boro es notoria una coloración amarilla de los extremos de las hojas aunque este no es un indicio específico. En caso de excesos moderados y fuertes se produce una necrosis progresiva en las hojas que comienza desde sus extremos en dirección a sus nervios centrales. El contenido de boro en forma móvil que excede más de 30 ppm es la causa de graves enfermedades no solo en las plantas sino también en los animales. La alfalfa se caracteriza por su capacidad de soportar concentraciones de hasta 25 ppm (Yagodin, 1982). Los límites de tolerancia para el boro en extractos de saturación de pasta saturada han sido establecidos por Wilcox (1960). Se puede indicar que por debajo de  $0,7 \text{ mg B l}^{-1}$ , los cultivos no se ven prácticamente afectados, entre  $0,7$  y  $1,5 \text{ mg B l}^{-1}$ , se sitúa el límite de marginalidad por encima de  $1,5 \text{ mg B l}^{-1}$  y pueden haber problemas de toxicidad más o menos acusada. Entre los cultivos tolerantes a los excesos de boro ( $>4,0 \text{ mg l}^{-1}$ ) tenemos: alfalfa, hortalizas, cultivos muy difundidos en la zona. De acuerdo con López J.R y López J.M (1985) los suelos con contenidos menores a 1 ppm pueden responder a aportes de boro, las concentraciones entre 1 a 5 ppm en los suelos se consideran satisfactorios para la mayoría de los cultivos. Por encima de 5 ppm pueden haber problemas de toxicidad.

#### **4.5. Efectos osmóticos de las sales sobre la disponibilidad de agua para las plantas (S. Jacobsen, H. Bosque, V. Orsag)**

Como la facilidad de absorción de agua por las plantas es principalmente una función de la diferencia entre la presión osmótica de las células de la raíz de las plantas y la suma de la presión osmótica de la solución del suelo y de la tensión física en ella, cualquier aumento de la concentración de sales en la solución del suelo hace disminuir el potencial osmótico del agua del suelo (en valor absoluto va siendo cada vez mayor), lo que incide drásticamente en el aprovechamiento del agua por las plantas (Porta et al. 1994).

Los efectos osmóticos llevaron a plantear la Teoría de la Disponibilidad de Agua o de la Sequía Fisiológica. Shimper (1903) indica que en un suelo salino a pesar de que contenga agua, la planta no es capaz de absorberla. Magistad y Reitemeir (1943) encontraron que la presión osmótica de la solución del suelo normalmente fértil irrigado cerca del PMP, varía entre 1,3 y 1,8 atmósferas. El desarrollo de las plantas se limitaba en los suelos en los que la presión osmótica de su solución fuera de 10 atmósferas, basada en el contenido de humedad a una presión de 15 atmósferas. A concentraciones mayores a 40 atmósferas los suelos comenzaban a presentar problemas de esterilidad. Diversos trabajos relacionados con el efecto de las sales, en soluciones de cultivo, sobre las plantas, han demostrado que existe una relación casi lineal reversible entre la presión osmótica de la solución de cultivo y el desarrollo de las plantas (Magistad y Christiansen, 1944).

Hayward y Spurr (1943) realizaron trabajos relacionados a la cantidad de agua absorbida por las plantas bajo diferentes concentraciones de sales y sus resultados muestran claramente que las plantas absorben menor cantidad de agua a concentraciones mayores de sales, en casos extremos puede haber un efecto inverso es decir el paso del agua de la planta al suelo (plasmólisis). Según Bernstein (1961) las plantas, debido al aumento de la presión osmótica, se ven obligadas a realizar un ajuste y “adaptación osmótica” en sus células para poder seguir absorbiendo agua. Este ajuste significa un consumo de energía adicional que se refleja en un menor crecimiento y desarrollo de las plantas. Aceves (1979) atribuye la inhibición del crecimiento a que las sales afectan la división celular y producen un engrosamiento prematuro de las paredes celulares, lo que impide su crecimiento de forma irreversible.

Las halófitas requieren entonces, para su supervivencia en medios salinos, disminuir el potencial hídrico en su sistema, incrementando solutos con el uso de iones presentes en el medioambiente ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  y  $\text{Cl}^-$ ) y sintetizando solutos orgánicos. Una característica vital de la fisiología de estas plantas es la habilidad de acumular suficientes iones para mantener el crecimiento y evitar cualquier déficit de agua o exceso de iones, que pueden provocar toxicidad (Flowers y Yeo, 1986; Flowers *et al.*, 1986; Volkmar y Woodbury, 1995; Jacoby, 1998; Poljakoff-Mayber y Lerner, 1998; Prado, 1999).

Otra respuesta fisiológica de las plantas a la salinidad es disminuyendo la conductancia estomática. De este modo, reducen la transpiración, evitando la sequía fisiológica, para mantener la turgencia de las células indispensable para el crecimiento. La reducción de la conductancia estomática implica el cierre de los estomas, relacionada a los factores luz, humedad,  $\text{CO}_2$ , temperatura y corrientes de aire, además de la disminución del potencial de agua foliar, incluso por encima de la luz intensa. El cierre de los estomas reduce el ingreso de  $\text{CO}_2$ , inhibiendo la fotosíntesis, cuya consecuencia es la reducción en la síntesis de fotosintatos. En general, la consecuencia es la disminución en la producción de biomasa, área foliar y altitud de planta (Bernstein y Hayward, 1958, mencionado por Aragón, 1985; Laboratorio de Salinidad de E.U.A., 1993; Porta *et al.*, 1994; Katerji *et al.*, 1994; Srivastava y Kumar, 1995; Royo y Aragüés, 1995; Reddy y Iyengar, 1998).